



UNIVERSIDAD
NACIONAL
AUTÓNOMA DE
NICARAGUA,
MANAGUA
UNAN-MANAGUA

RECINTO UNIVERSITARIO RUBÉN DARÍO
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE TECNOLOGÍA
INGENIERÍA GEOLÓGICA

Monografía para optar al Título de Ingeniero Geólogo

**CARACTERIZACIÓN DE LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS Y
SÍSMICAS EN LA PARTE N Y SW DEL RECINTO UNIVERSITARIO
RUBÉN DARÍO (RURD, UNAN-MANAGUA).**

Participantes:

- Br. Brigieth del Carmen Mejía Moreno
- Br. Johel Enmanuel Calero Dávila

Tutor: MSc. Xochilt Esther Zambrana Areas

Asesor: Ph.M. Nadir Castrillo

Managua 2019

**CARACTERIZACIÓN DE LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS Y
SÍSMICAS EN LA PARTE N Y SW DEL RECINTO UNIVERSITARIO
RUBÉN DARÍO (RURD, UNAN-MANAGUA).**

Dedicatoria

La presente tesis está dedicada a Dios mi luz y fortaleza, ya que sin su gracia no hubiese logrado concluir mi carrera.

A mis padres Yovania Moreno Ayestas y José Ramón Mejía, por siempre estar a mi lado brindándome su amor, apoyo y consejos para luchar por lo que quiero y hacer de mí una mejor persona.

A mi hermana Valezka Mejía Moreno y su esposo Enmanuel García por los consejos y compañía brindada. A mi hermano Johan Mejía Moreno y su esposa Kathy Soza por sus palabras de motivación. A mis sobrinos. Massiel García, Mariam Mejía, Leonardo García y Mateo Soza por ser la bendición más grande que tiene la familia.

Los quiero, gracias por todo.

Brigieth del Carmen Mejía Moreno.

Dedicatoria

A Dios.

A Mis Padres Donald José Calero Narváez y Alicia del Socorro Dávila Barrera por ser el pilar para poder lograr cada objetivo, por ser el motivo de inspiración, todo se los debo a ustedes.

De manera especial a mis tíos Orlando Ramírez e Isabel Calero por brindarme su apoyo todo este tiempo.

Johel Enmanuel Calero Dávila

Agradecimientos

Queremos agradecer primero a Dios nuestro señor por habernos brindado la vida y el don de la perseverancia para llegar a esta etapa de nuestras vidas alcanzando una de nuestras metas.

A nuestra familia por el amor, apoyo incondicional y paciencia que nos han mostrado en el desarrollo de esta investigación.

A la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN-Managua) y Departamento de Tecnología de la Facultad de Ciencias e Ingeniería por permitirnos ser parte de su comunidad estudiantil y habernos proporcionado los profesionales y equipo necesario para las prácticas en nuestra carrera. Además, agradecemos a nuestros profesores y apoyo logístico que se tomaron el arduo trabajo de transmitirnos sus diversos conocimientos especialmente en el campo de nuestra profesión.

Queremos agradecer al proyecto de investigación titulado “Estudio de Efecto de Sitio en el Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua”, apoyado por la convocatoria Fondos de Investigación (FPI) de la UNAN-Managua, el cual ha sido ejecutado por MSc. Xochilt Zambrana, docente de la universidad, dicho proyecto nos proporcionó la adquisición de datos geofísicos para el desarrollo de este trabajo monográfico y prácticas profesionales.

A nuestra tutora MSc. Xochilt Zambrana por brindarnos gran parte de su tiempo, compartiéndonos valiosos aportes y comentarios estando muy presente durante la realización de este trabajo. Al asesor Ph.M. Nadir Castrillo por su apoyo académico en el desarrollo de la tesis monográfica.

Por último pero no menos importante agradecemos al Comité Académico Evaluador integrado por MSc. Gema Velázquez, MSc. Lener Sequeira, Ph.D Armando Saballos por las correcciones y sugerencias aportadas, las cuales contribuyeron para tener una investigación de calidad.

Al profesor Francisco Espinoza por el apoyo académico y logístico en la culminación de los procesos de graduación.

Resumen

En este trabajo se evaluaron las condiciones geológicas y sísmicas del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua) por medio de levantamientos geológicos en los afloramientos de la zona de falla Zogaib, sitio donde se elaboró una columna generalizada de la parte W, y por medio de las estructuras geológicas se logró determinar los esfuerzos de compresión y extensión del área. Así también, para evaluar las condiciones sísmicas del sitio se realizó un análisis de datos de microtemores mediante la Técnica de Nakamura y medición de Tomografías Eléctricas obteniendo perfiles en 1D y 2D los cuales aportan información del subsuelo.

En el análisis de microtemores a partir de mediciones de ruido ambiental, se logró determinar la Función de Transferencia Empírica (FTE) con lo cual obtuvimos la amplificación y periodo dominante del suelo, clasificando y agrupando las curvas en tres diferentes familias, dando como resultado tres microzonas en el área, de las cuales se obtuvieron dos puntos para determinar el perfil de velocidad, obteniendo espesores de capas, densidades, profundidades y velocidad de las ondas sísmicas P y S, para luego obtener dos modelos geológicos 1D, y con estos inferir información hasta los 50 metros de profundidad.

Aplicando el método de Tomografía Eléctrica se obtuvieron dos imágenes de resistividad eléctrica bidimensional, identificando anomalías estructurales como posibles fallas y fracturas geológicas, y geometría de las diferentes capas geológicas del subsuelo.

ÍNDICE

CAPÍTULO I.....	1
1.1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.3. JUSTIFICACIÓN.....	3
1.4. OBJETIVOS.....	4
1.4.1. OBJETIVO GENERAL	4
1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.5. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
1.5.1. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	7
CAPÍTULO II.....	8
2.1. MARCO REFERENCIAL	8
2.1.1. ANTECEDENTES.....	8
2.1.2. MARCO GEOTECTÓNICO DE NICARAGUA.....	11
2.1.3. SISMICIDAD EN NICARAGUA	12
2.1.4. GEOLOGÍA REGIONAL DE NICARAGUA.....	15
2.1.4.1. Provincia de la Planicie de la Costa del Pacífico.....	16
2.1.4.2. Provincia de la Depresión de Nicaragua	16
2.1.4.3. Provincia Central o Tierras Altas del Interior	16
2.1.4.4. Provincia de Tierras Altas de Norte.....	17
2.1.4.5. Provincia de los Llanos de la Costa Atlántica	17
2.2. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE MANAGUA.....	19
2.2.1. GEOLOGÍA DE MANAGUA	19
2.2.1.1. Formación La Sierra	21
2.2.1.1.1. Tefra Unicit	21
2.2.1.1.2. Tefra Fontana.....	22
2.2.1.2. Formación Chiltepe.....	22
2.2.1.2.1. Tefra Apoyequé Inferior.....	22

2.2.1.2.2. Tefra Apoyeque Superior.	22
2.2.1.2.3. Tefra Xiloa.....	22
2.2.1.2.4. Tefra de Mateare.	22
2.2.1.2.5. Tefra los Cedros.....	22
2.2.1.2.6. Tefra Chiltepe.	23
2.2.1.3. Formación Managua	23
2.2.1.3.1. Pómez de Apoyo Inferior y Superior.	23
2.2.1.3.2. Tefra San Antonio.....	23
2.2.1.3.3. Tefra la Concepción.	23
2.2.1.3.4. Triple Capa Masaya.	23
2.2.1.3.5. Toba Masaya.....	24
2.2.1.3.6. Lapilli Ticuantepe.	24
2.2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE MANAGUA.....	25
2.2.2.1. Descripción de la Falla Zogaib.....	28
2.3. MARCO TEÓRICO.....	30
2.3.1. ONDAS SÍSMICAS.....	30
2.3.1.1. Clasificación de las Ondas Sísmicas.....	30
2.3.1.1.1. Ondas de Cuerpo.....	30
a) Ondas P	30
b) Ondas S	31
2.3.1.1.2. Ondas Superficiales.....	32
a) Ondas Raleigh	32
b) Ondas Love.....	32
2.3.2. MAGNITUD MOMENTO (MW).....	33
2.3.3. MICROTREMORES.....	34
2.3.4. EFECTO DE SITIO	35
2.3.4.1. Evaluación del Efecto de Sitio	36
2.3.5. PARÁMETROS DINÁMICOS DEL SUELO.....	37
2.3.5.1. Amplificación.....	37
2.3.5.2. Período	37
2.3.5.3. Frecuencia	38
2.3.6. FENÓMENO DE RESONANCIA.....	38
2.3.7. TÉCNICA DE NAKAMURA	38

2.3.8.	MODELADO DEL SUBSUELO POR EL MÉTODO DE HASKELL	41
2.3.9.	VELOCIDAD DE LA ONDA DE CORTE (V/s) (CLASIFICACIÓN POR EL REGLAMENTO NACIONAL DE LA CONSTRUCCIÓN RNC-07)	42
2.3.10.	MÉTODO ELÉCTRICO	43
2.3.10.1.	Propiedades del Método Eléctrico	44
2.3.10.1.1.	Resistividad Eléctrica	44
2.3.10.1.2.	Conductividad	45
2.3.10.2.	Método de Tomografía Eléctrica	46
2.3.10.3.	Modelo de Resistividad Eléctrica	46
2.4.	HIPÓTESIS	47
	CAPÍTULO III.....	48
3.1.	DISEÑO METODOLÓGICO	48
3.1.1.	TRABAJO DE GABINETE	48
3.1.2.	LEVANTAMIENTO DE CAMPO	48
3.1.2.1.	Levantamiento Geológico	48
3.1.2.2.	Mediciones de Microtremores	51
3.1.2.3.	Mediciones de Tomografía Eléctrica	55
	CAPÍTULO IV.....	58
4.1.	ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	58
4.1.1.	GEOLOGÍA LOCAL	58
4.1.1.1.	Descripción de datos estratigráficos de la zona.....	58
4.1.1.1.1.	Suelo Fósil (Psf2).....	59
4.1.1.1.2.	Depósito de Oleada Piroclástica (Po).....	59
4.1.1.1.3.	Depósito de Flujo de Ceniza (Pfc)	60
4.1.1.1.4.	Suelo Fósil (Psf1).....	61
4.1.1.1.5.	Pómez de Apoyo (Ppa).....	62
4.1.1.1.6.	Depósito de Oleada Piroclástica (Hoc)	62
4.1.1.1.7.	Depósito de Flujo Piroclástico (Hfp)	63
4.1.1.1.8.	Suelo Fósil (Hsf2)	64
4.1.1.1.9.	Depósito de Caída de Escoria (Hce)	64
4.1.1.1.10.	Suelo Fósil (Hsf1)	64
4.1.1.1.11.	Pómez de Apoyequé (Haq).....	65

4.1.1.1.12. Suelo Moderno (Hsm)	66
4.1.1.2. Descripción geológico – estructural de la zona	68
4.1.1.2.1. Fallamiento Superficial	68
4.1.1.2.2. Diaclasas en el área de estudio	71
4.1.1.3. Calculo de Magnitud Momento (Mw).	73
4.1.2. RESULTADOS DE MICROTREMORES	76
4.1.2.1. Procesado de Registros de Microtremores	76
4.1.2.1.1. Registro de Microtremores	77
4.1.2.1.2. Función de Transferencia Empírica	78
4.1.2.2. Clasificación dinámica de los puntos de medición y agrupación en familia de curvas de FTE.....	80
4.1.2.3. Microzonificación Dinámica de los Suelos en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua)	84
4.1.2.4. Modelo de Velocidades Vs y Vp en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	86
4.1.3. RESULTADOS DEL MÉTODO ELÉCTRICO	89
4.1.3.1. Método de Resistividad Eléctrica	89
4.1.3.2. Procesado e inversión de las Tomografías Eléctricas	90
4.1.3.3. Resultados del Estudio de Tomografía Eléctrica.....	92
CAPÍTULO V	94
5.1. CONCLUSIONES.....	94
5.2. RECOMENDACIONES.	95
BIBLIOGRAFÍA	97
ANEXOS I.....	102
ANEXOS II.	106

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Vértices de la poligonal del sitio de investigación.....	5
Figura 2. Mapa de Localización del área de estudio: (A) Mapa de la república de Nicaragua. (B) Mapa de la ciudad de Managua.(C) Mapa de la zona de estudio del Recinto Universitario Rubén Darío (Base Cartográfica Digital, INETER-2003).	6
Figura 3. Marco Geotectónico de Centroamérica, donde se muestra la interacción de las placas tectónicas y su velocidad relativa. (Modificado de Frischbutter, 2002).....	11
Figura 4. Actividad sísmica en Nicaragua, del 2000 al 2018, en el cual se muestra los epicentros de sismos con su profundidad.	13
Figura 5. Vista 3-D de la sismicidad en Nicaragua, en un periodo comprendido del 2000 al 2018.....	14
Figura 6. Mapa de la Geología Regional de Nicaragua, representando de forma general los tipos de rocas que se encuentran en todo el país. (Modificado de Rodríguez, 1989).....	18
Figura 7. Columna estratigráfica generalizada de Managua Woodward y Clyde Consultants, (1975).....	20
Figura 8.Estratigrafía de la secuencia Managua(Bice, 1985).....	21
Figura 9. Estratigrafía de los depósitos piroclásticos de Managua (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).	25
Figura 10. Mapa de Localización de Fallas Geológicas principales y algunas estructuras Volcánicas del área de Managua (Base Cartográfica Digital, INETER-2003).	27
Figura 11. Mapa de Localización del Sistema de Falla Zogaib-Escuela en el área del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua) (Base Cartográfica Digital, INETER-2003).	29
Figura 12. Modelo de propagación de las Ondas P.	31
Figura 13. Modelo de propagación de las Ondas S.	31
Figura 14. Ondas Raleigh.....	32
Figura 15. Modelo de propagación de las Ondas Love.....	33
Figura 16. Microtremores pequeñas vibraciones producidas por Fuentes Naturales y Artificiales (Hamanaka, et al., 2014).	34
Figura 17. Comportamiento de las Ondas Sísmicas en la roca sólida y en sedimentos desde su hipocentro.....	35
Figura 18. Diferencia de amplitud de la Onda Sísmica en roca firme y en suelos blandos.	36

Figura 19. Ejemplo de un Modelo de Resistividad Eléctrica, (Sequeira & Zambrana, 2017).	47
Figura 20. Herramientas de campo en geología.	49
Figura 21. Afloramientos de depósitos volcánicos y suelos fósiles en el escarpe de Falla Zogaib, con coordenadas N: 0579006 – E: 1338539 (WGS 1984 UTM zona 16N).....	49
Figura 22. Puntos donde se realizó levantamiento geológico ubicados en la parte W del Recinto Universitario RURD–UNAN, Managua (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).	50
Figura 23. Mediciones de Microtremores por Método de Nakamura en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	51
Figura 24. (A) Acelerómetro digital McSEIS-MT NEO, (B) Sensores sísmicos de largo período, empleado para registros de vibraciones en el suelo.	52
Figura 25. Puntos de mediciones de Microtremores en el área del Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua (Base de datos Cartográfica, INETER-2003)	54
Figura 26. Mediciones Geofísicas por el método de Tomografía Eléctrica en la parte N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	55
Figura 27. Equipo Terrameter LS, empleado para obtener mediciones de Resistividad Eléctrica del subsuelo.....	56
Figura 28. Mediciones de Tomografía Eléctrica con dirección E-W, localizada en el área N de la UNAN-Managua (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).....	57
Figura 29. Contacto del suelo fósil con el depósito de oleada piroclástica, en este último donde se observa las capas con gradación inversa, esto se presenta en la primera estación con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.	59
Figura 30. Depósito de oleada piroclástica con el límite de cada una de las pequeñas capas de escoria y ceniza que lo compone, sobreyaciendo a la segunda capa de suelo fósil del pleistoceno encontrada. Coordenadas: Norte: 0579006 - Este: 1338539.	60
Figura 31. En la primera estación se logra observar estos tres depósitos, en la cual Pfc se presenta muy fracturado (coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539).	61
Figura 32. Esta capa de suelo fósil, presenta fracturas rellenas por carbonato de calcio, sin un patrón específico de dirección, coordenadas Norte: 0578978 – Este: 1338647.....	61
Figura 33. Contacto de la pómez de Apoyo con el suelo fósil en su parte inferior y oleadas piroclásticas de ceniza en su parte superior, esto se presenta en la cuarta estación con coordenadas Norte: 0578974 – Este: 1338638.	62

Figura 34. Depósito de oleada piroclástica, en contacto en su parte inferior con la pómez de Apoyo, con coordenadas Norte: 0578974 – Este: 1338638.	63
Figura 35. Este depósito de cada de bloques se presenta con fragmentos angulosos, este con coordenadas Norte: 0578974 – Este: 1338638.	63
Figura 36. Depósito piroclástico de caída de escoria con fragmentos angulosos tamaño lapilli y bomba, coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.	64
Figura 37. Suelo fósil que se encuentra limitado en su parte inferior por Hce y en su parte superior por Haq, con coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.	65
Figura 38. Depósito de pómez blanca, con gradación inversa, esta se encuentra en la última estación con coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.	65
Figura 39. Secuencia de horizontes encontrados en los afloramientos que se encuentran en el parqueo del estadio nacional de Fútbol, con coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.	66
Figura 40. Columna generalizada de los afloramientos encontrados en las 5 estaciones geológicas realizadas en la arte W del área de estudio.	67
Figura 41. Flexura afectando los horizontes de la primera estación geológica de estudio con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.	68
Figura 42. Desplazamientos de los horizontes por fracturas encontradas en la primera estación, con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.	69
Figura 43. A) Desplazamientos encontrados en la segunda estación, donde se evidencia la deformación de los estratos provocados por la presencia de la falla Zogaib, B) límite de los estratos y sus desplazamientos están representados con las líneas amarillas y las líneas rojas representan las fallas y su dirección de desplazamientos, con coordenadas Norte: 0579019 – Este: 1338622.	70
Figura 44. Segmento de fracturas conjugadas encontradas in situ, estas se encuentran rellenas por carbonato de calcio, sus coordenadas son Norte: 0579019 – Este: 1338622.	71
Figura 45. Algunas de las fracturas que se encuentran en el depósito piroclástico de flujo de ceniza (Pfc), con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.	72
Figura 46. Rosa de fracturas, elaborada con los datos tomados en los afloramientos.	73
Figura 47. Programa mtn2asc_manual.prm para cambiar registro de microtemores con formato MTN a “.dat”.	76
Figura 48. Parámetros de configuración en el programa Wavemic2009v4e del Doctor Kiminobu Eto, 2004.	77

Figura 49. Registro de vibración ambiental del suelo y Transformada de Fourier de las componentes N-S, E-W y U-D del punto número 37.	78
Figura 50. Ejemplos de Función de Transferencia Empírica (FTE) obtenidas en los puntos de medición 28, 40, 51 y 63 en el suelo del RURD.	79
Figura 51. Ejemplos del promedio de FTE para los puntos 23 y 60 tomados en el RURD, con el valor de su Amplitud (veces) y Periodo (seg) correspondiente.	80
Figura 52. Familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE) de los suelos con $T_0=0.1-0.3$ segundos, con $A_0=$ de 4 hasta 9 veces.	81
Figura 53. Familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE) de los suelos con $T_0=0.31-0.5$ segundos, con $A_0=$ de 4 hasta 7.9 veces.	81
Figura 54. Familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE) por Efecto Topográfico de los suelos con $T_0=0.1-0.32$ segundos, con $A_0=$ de 4.1 hasta 9 veces.	82
Figura 55. Mapa de Clasificación Dinámica de los Puntos de Medición en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua). (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).	83
Figura 56. Mapa de Microzonificación Sísmica, Microzona 1 de color verde, Microzona 2 de color amarillo y Microzona por efecto topográfico de color café. (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).	85
Figura 57. Modelo estratigráfico teórico del punto de medición 42 el cual correspondiente a la Microzona 1 con periodos dominantes de 0.1 a 0.3 segundos, con una profundidad de 48.46 metros. A. Modelo teórico (FTT) de color rojo y la curva calculada de la FTE de color verde, negro y azul; B. Parámetros dinámicos del modelado del subsuelo; C. Modelo de velocidad de la onda V_s y V_p ; D. Modelo de velocidad de la onda de corte V_s	87
Figura 58. Perfil del Subsuelo del punto de medición 42 que corresponde a la Microzona 1 del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).	87
Figura 59. Modelo estratigráfico teórico del punto de medición 5 el cual correspondiente a la Microzona 2 con periodos dominantes de 0.31 a 0.5 segundos, con una profundidad de 50.01 metros. A. Modelo teórico (FTT) de color rojo y la curva calculada de la FTE de color verde, negro y azul; B. Parámetros dinámicos del modelado del subsuelo; C. Modelo de velocidad de la onda V_s y V_p ; D. Modelo de velocidad de la onda de corte V_s	88
Figura 60. Perfil del Subsuelo del punto de medición 5 que corresponde a la Microzona 2 del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).	88
Figura 61. Secuencia de mediciones para la construcción de una pseudosección eléctrica.	90
Figura 62. Modelo de una pseudosección con el arreglo Gradiente.	90

Figura 63. Visualización de la Tomografía Eléctrica del perfil 1 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	91
Figura 64. Visualización de la Tomografía Eléctrica del perfil 2 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	91
Figura 65. Interpretación geológica de la imagen de resistividad eléctrica del perfil 1 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	92
Figura 66. Interpretación geológica de la imagen de resistividad eléctrica del perfil 2 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).....	93
Figura 67. Mapa de mediciones de Microtremores, puntos de estudio geológico-estructural y Tomografías Eléctricas.....	117

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Vértices del área de estudio (Coordenadas WGS 1984 UTM zona 16N).	5
Tabla 2. Clasificación de los suelos en los primeros 30 m de profundidad según National Earthquakes Hazard Reduction Programs (NEHRP, 2003).	42
Tabla 3. Resistividad de materiales rocosos típicos. (Fuster & Martínez Strong, 1969).....	45
Tabla 4. Especificaciones técnicas del equipo McSEIS-MT NEO.....	52
Tabla 5. Mediciones de Tomografía Eléctrica.	56
Tabla 6. Coordenada de las estaciones de toma de datos geológicos del área de estudio (WGS 1984 UTM zona 16N).	58
Tabla 7. Cantidad de fracturas encontradas en cada rango para la roseta de fracturas.....	72
Tabla 8. Resultado de longitud de falla (l) y magnitud momento (mw) para los desplazamientos (u) de 0.40 m y 0.84 m.....	76
Tabla 9. Coordenadas utm de los puntos de medición de microtremores en el recinto universitario rubén darío (rurd-unan, managua) con el método de nakamura.	102

Capítulo I

1.1. Introducción

El Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua (RURD), se encuentra localizado en la parte sur de la Ciudad de Managua. Esta alma máter es la de mayor demanda estudiantil en el país, cuenta con una comunidad universitaria de aproximadamente 43,000 personas entre estudiantes, docentes y administrativos. Este recinto está conformado por un gran número de edificaciones entre las cuales están: oficinas, aulas de clase, laboratorios, auditorios, librerías, centro de cómputo, entre otros. Gran parte de estas construcciones son de mampostería confinada y un pequeño porcentaje de mampostería reforzada, marcos de acero, planchetas y paneles prefabricados.

La presente investigación es el resultado de un proceso académico para optar al título de Ingeniero Geólogo y culminar los estudios universitarios. Este trabajo de tesis tiene como objetivo evaluar las condiciones geológicas y sísmicas en la parte N y SW del Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua.

La metodología empleada en el estudio se divide en las siguientes etapas: 1) Primera Etapa, Trabajo de Gabinete el cual consistió en la recopilación de estudios previos, tesis académicas, artículos, compilación de base de datos digital cartográfica del área de estudio; 2) Segunda Etapa, Levantamiento Geológico: en el cual se identificaron unidades litoestratigráficas y los tipos de estructuras geológicas en escarpe de Falla Zogaib, con el fin de estudiar la geología superficial de la zona; 3) Tercera Etapa, Procesamiento y análisis de datos: en la cual se corrigieron Mediciones de microtemores, mediante la Técnica del Cociente Espectral H/V (Técnica de Nakamura), con el objetivo de estimar frecuencias, periodos y amplitudes de los suelos. Así mismo, se adquirieron y procesaron datos de Tomografía Eléctrica con el objetivo de generar modelos 2-D de resistividad eléctrica del subsuelo e identificar anomalías geofísicas relacionadas a fallamiento superficial.

Los resultados alcanzados en la investigación son: a) Una columna estratigráfica y Perfil geológico bidimensional de la geología superficial del sitio, b) Mapas de zonificación dinámica y modelos de velocidad de la onda de corte (V_s), con lo que se clasificó el suelo aplicando el Reglamento Nacional de la Construcción (RNC-07) y c) Modelos de resistividad eléctrica 2-D los cuales aportaron información geológica del subsuelo.

1.2. Planteamiento del problema

El Recinto Universitario Rubén Darío (RURD) es el de mayor demanda estudiantil que se encuentra en la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN-Managua), por lo que se requiere el desarrollo de más infraestructura, laboratorios y aulas de clases para satisfacer las necesidades estudiantiles y mejorar el servicio de la educación superior en Nicaragua.

La zona de investigación desde el punto de vista geológico se localiza en un área próxima a una falla geológica activa conocida como la Falla Zogaib, la que se proyecta con una dirección N-S, además, el área de estudio, se encuentra asentada sobre espesores potentes de suelos y depósitos volcánicos no consolidados de edad Pleistoceno y Holoceno, lo que caracteriza a la zona como un área con alta amenaza sísmica por las fallas geológicas activas que lo atraviesan y las condiciones locales apropiadas a que se da el fenómeno de efecto sitio según estudios previos en el área.

La presente tesis académica se enfocó en realizar un levantamiento geológico y estructural para caracterizar las unidades litoestratigráficas y los tipos de estructuras geológicas en los afloramientos de la zona de Falla Zogaib, ya que esta carece de información y de investigaciones. Además, se aplicaron técnicas geofísicas y análisis de datos sísmicos para modelar y obtener información, caracterizando las condiciones del subsuelo, generando modelos geológicos en 1-2 dimensión, estimando espesores de suelos blandos, identificando fallas geológicas en profundidad, basamento ingenieril, información de gran interés en el campo de la ingeniería para la debida planificación de las construcciones en área de investigación.

1.3. Justificación

En el área de trabajo no se cuenta con estudio geológico que caractericen la Zona de Falla Zogaib, hasta el momento, las investigaciones que se han realizado son de tipo geotécnico y geofísico, las cuales se han llevado a cabo con el propósito de caracterizar el suelo enfocándose en la construcción del Estadio Nacional de Fútbol, sin embargo, no se cuenta con estudios que se enfoquen en las características geológicas de esta falla sísmica. Tomando en cuenta lo antes mencionado este estudio es de gran importancia porque consistió en la realización de levantamientos litológicos y de datos estructurales en los afloramientos de la parte W del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua), lo que permitió caracterizar las unidades de suelos y depósitos volcánicos los cuales se correlacionaron con la estratigrafía de Managua, así también, se definieron elementos geométricos y tipo de falla geológica que afecta la zona de estudio por medio de geología superficial.

El Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua), cuenta con una amplia extensión de terreno en su parte Norte, los cuales son utilizados para la recreación deportiva o como zonas verdes. La universidad en su plan de desarrollo pretende extender edificaciones, en la parte Norte del recinto, por lo que es necesario tener un amplio conocimiento de las condiciones geológicas y sísmicas en esa zona. Con el análisis de datos de microtemores mediante la aplicación de la técnica del Cociente Espectral H/V o Técnica de Nakamura, se obtuvo la caracterización dinámica; periodos, frecuencias, amplificaciones del suelo en la parte N y SW del recinto. Este estudio aportó información del comportamiento sísmico de la zona antes mencionada, con el fin de evitar daños en futuras construcciones que se planifican en esa área.

En el área norte del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua), se adquirieron y analizaron datos geofísicos eléctricos con el fin de interpretar anomalías relacionadas a fallamiento superficial en la zona y generando modelos geológicos del subsuelo que permitieron ver la extensión en profundidad de la fallas geológicas asociadas a la zona de Falla Zogaib, zonificando el terreno desde el punto vista sísmico.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

- Caracterizar las condiciones geológicas y sísmicas en la parte N y SW del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua), generando información base del subsuelo para futuras construcciones en el sitio de investigación.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Realizar un levantamiento geológico y estructural en los afloramientos de la zona de Falla Zogaib, para caracterizar las unidades litoestratigráficas y los tipos de estructuras geológicas en el sitio.
- Analizar datos de microtemores mediante la aplicación de la Técnica del Cociente Espectral H/V o Técnica de Nakamura con el propósito de estimar frecuencias, periodos y amplitudes de vibración de los suelos y estimar efecto sitio en el área de investigación.
- Construir perfiles de velocidad de la onda de corte (V_s) mediante la interpretación de datos sísmicos y obtener modelos geológicos del subsuelo en 1-D (una dimensión) de la zona.
- Obtener modelos geofísicos-geológicos 2-D (dos dimensiones) del subsuelo, mediante la aplicación del Método de Tomografía Eléctrica con el objetivo de determinar posibles anomalías relacionadas con fallamiento superficial en la parte Norte del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

1.5. Localización del Área de Estudio

El Recinto Universitario Rubén Darío se encuentra localizado al SW de la Ciudad Managua (Ver Figura 2), en la hoja Topográfica de Managua, número 2952-III según la tercera edición de la actualización topográfica de Managua realizada por INETER en 1988 a escala 1:50000. Según el sistema de coordenadas WGS 1984 UTM zona 16N, el Recinto Rubén Darío se localiza en las coordenadas de referencia N: 1338-1340 E: 579-580 y cubre un área de 555,090.98 m².

El área de estudio se encuentra localizado en la parte N y SW del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD) de la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN-Managua) (ver tabla 1) siendo un punto de referencia en la capital porque es la universidad de más concurrencia de estudiantes en Managua y que se encuentra en continuo crecimiento estudiantil. La zona de estudio cubre un área aproximada de 326,554.11 m² (Ver Figura 1).

	Coordenadas		Nº de vértice
	Este	Norte	
Vértices del área de estudio	579223,453	1339187,399	1
	579584,244	1339081,100	2
	579681,656	1338451,246	3
	579625,658	1338425,728	4
	579529,967	1338541,257	5
	579220,92	1338602,225	6
	579162,088	1338313,025	7
	578980,629	1338344,212	8
	579022,449	1338590,884	9
	578965,035	1338673,817	10
	578978,502	1338820,543	11
	579053,638	1338880,502	12
	579249,982	1338860,946	13
	579262,756	1338935,307	14

Tabla 1. Vértices del área de estudio (Coordenadas WGS 1984 UTM zona 16N).



Figura 1. Vértices de la poligonal del sitio de investigación.

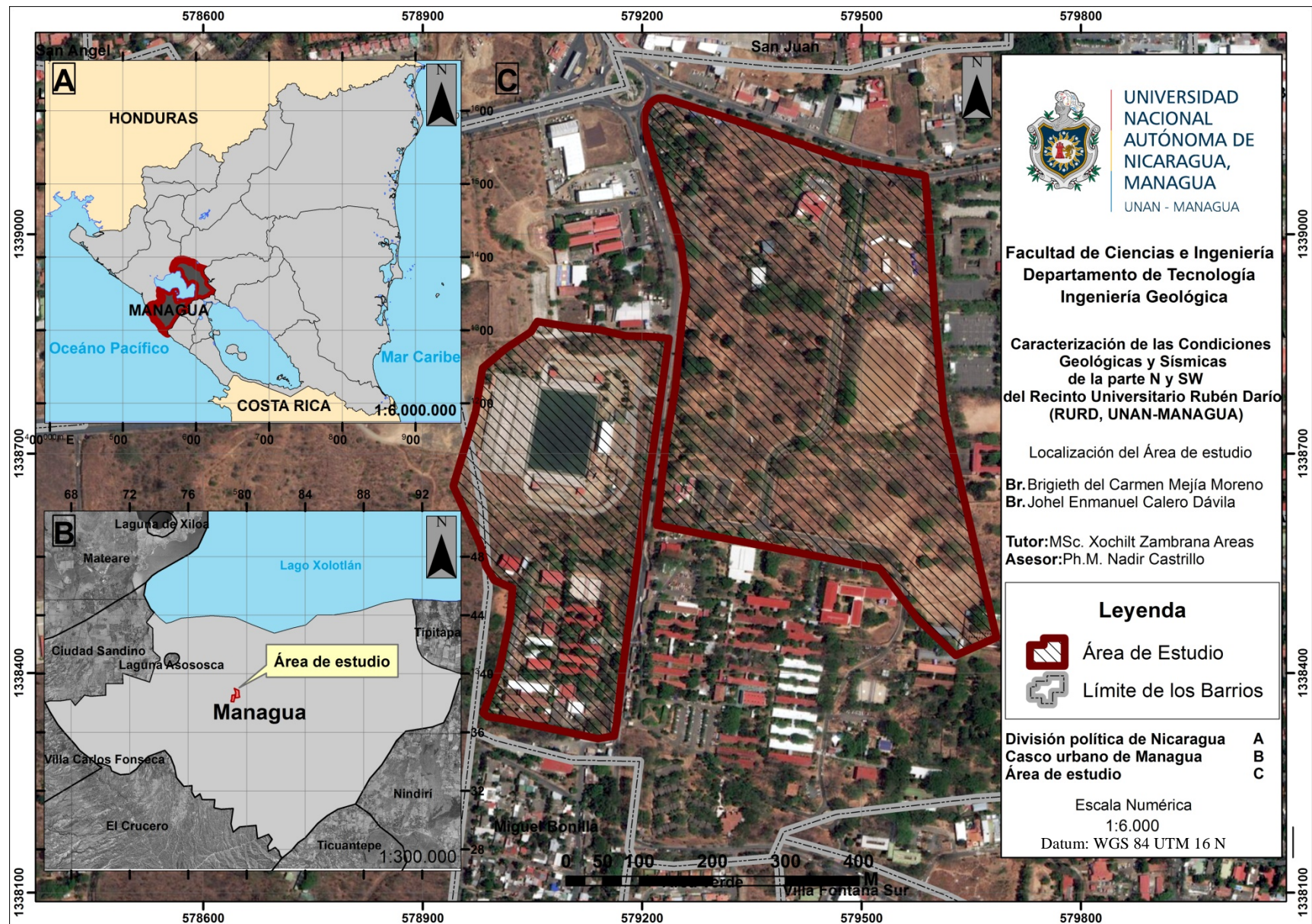


Figura 2. Mapa de Localización del área de estudio: (A) Mapa de la república de Nicaragua. (B) Mapa de la ciudad de Managua. (C) Mapa de la zona de estudio del Recinto Universitario Rubén Darío (Base Cartográfica Digital, INETER-2003).

1.5.1. Generalidades del Área de Estudio

La Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua tiene sus antecedentes de fundación en el año de 1812 en la Ciudad de León, debido a un decreto de la Junta de Gobierno de Reconstrucción Nacional (JGRN). El 29 de abril de 1982 se dividió en UNAN–León y UNAN–Managua esto según el sitio web oficial de la universidad.

La Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN) fue creada en 1958 mediante el decreto que le otorgaba la autonomía universitaria. El Recinto Universitario Rubén Darío (RURD) comenzó su funcionamiento en 1969 y cuenta con las siguientes áreas de conocimiento: Educación e Idiomas, Ciencias de la Salud, Ciencias de la Ingeniería, Ciencias Económicas y Administrativas, Ciencias Jurídicas, Sociales y Humanidades, según el sitio web oficial de la universidad.

El uso de las edificaciones en el recinto es del 24% para oficina, el 21% para aulas de clase, y el 55% entre laboratorio, auditorios, comercio, informáticos entre otros. El 63% son edificaciones de mampostería confinada, 16% mampostería reforzada, 13 % marcos de acero y el otro 8% son planchetas o paneles prefabricadas (Castro & Borge, 2016).

La UNAN, Managua según su página web oficial, cuenta con una población estudiantil aproximada de 40,000 personas aproximadamente en la actualidad, divididos entre grado, postgrado, y programas de especialidades. Tiene nueve facultades, un instituto politécnico de salud (POLISAL), además cuenta con laboratorios y centros especializados.

Cuenta con una planta académica de 847 profesores de tiempo completo de los cuales el 6% de los docentes tienen el grado de doctor, el 56% tienen el grado de máster y el 20% grado de educación superior. En el área administrativa laboran más de 1,232 trabajadores, con una comunidad universitaria que asciende a más de 43,000 personas según el sitio web oficial de la universidad.

La Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, Managua (UNAN–Managua) tiene presencia en diferentes regiones del país. En Managua se encuentran los recintos Carlos Fonseca Amador (RUCFA), Ricardo Morales Avilés (RURMA) y Rubén Darío (RURD), asimismo, se encuentra posicionada en cuatro cabeceras departamentales a través de sus Facultades Regionales, Carazo, Chontales y Matagalpa. Cuenta con institutos, centros de investigación y laboratorios especializados como lo son, el Instituto de Geología y Geofísica (IGG-CIGEO/UNAN-Managua), Centro de Investigaciones para los Recursos

Acuáticos (CIRA), El Centro de Investigaciones y Estudios de la Salud (CIES), Instituto Nicaragüense de Investigaciones Económicas y Sociales (INIES), El Laboratorio de Física de Radiaciones y Metrología (LAFRAM), y El Laboratorio de Biotecnología. El recinto RURD abarca un área aproximada de 555,000.00 m² según el sitio web oficial de la UNAN.

Capítulo II

2.1. Marco referencial

2.1.1. Antecedentes

El Recinto Universitario Rubén Darío (RURD) cuenta con diversos estudios investigativos de tipo ingenieril, geotécnico y geológico. Las investigaciones realizadas en el área están enfocadas al estudio de edificaciones existentes en el recinto académico.

En nuestro trabajo tomamos como base las investigaciones de mayor relevancia realizadas en áreas próximas al recinto, entre las que figuran:

Martínez, W., (2001), realizó un estudio geológico de **Riesgo sísmico en terreno donde se proyectaba construir el laboratorio del CIGEO/UNAN, Managua**, en el que logra comprobar que el terreno estaba afectado por la presencia de falla activa, atravesando el área de estudio, identificando que el terreno presenta un elevado riesgo sísmico debido a la presencia de una franja de zona de falla activa perteneciente al sistema de falla Zogaib-Escuela.

Valle, Rubí. &Corriols, M., (2004), realizaron un estudio de **Riesgo sísmico para la construcción de dos edificios al SO del campus del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD–UNAN, Managua)**, en el cual ejecutaron la investigación mediante cinco perfiles de tomografía eléctrica y trincheras exploratorias, determinando tres capas según sus valores resistivos de menor a 72 ohm-m, entre 72 y 370 ohm-m y una tercera capa de suelo con valores resistivos similares a la primer capa, y los resultados de las trincheras exploratorias evidencian la presencia de paleocauces en esta zona del recinto.

En el año **2005**, el Instituto de Geología y Geofísica antes conocido como Centro de Investigaciones Geocientíficas (**IGG-CIGEO/UNAN–Managua**) realizó estudios geológicos y geofísicos por fallamiento Superficial del terreno en el proyecto **Estadio Nacional de Fútbol (UNAN-Managua)**, ubicado en el Recinto Universitario Rubén Darío

(RURD), con el objetivo de estudiar el sitio donde se proyectaba la construcción del Estadio Nacional de Fútbol y sus alrededores, aplicando diversos métodos geofísicos y geotécnicos.

Los métodos geofísicos magnéticos así como el eléctrico permitieron detectar anomalías relacionadas a estructuras geológicas como zonas de fallas y fracturas. Se identificaron 3 zonas limitadas por el cambio drástico de una curva magnética que se ha interpretado como la zona de falla Zogaib. Además, se lograron observar dos unidades, una con resistividad menor a $140 \Omega m$ con espesores entre 4 a 5 metros que corresponde a material no consolidado, la otra unidad tiene mayor a $190 \Omega m$ del cual no se determinó el espesor debido al método eléctrico utilizado el cual tiene alcance de 40m, deduciendo que su espesor es mayor a este.

Ulloa, H. & Castrillo, N., (2006), realizaron su trabajo monográfico titulado **“Caracterización geotécnica para propósitos de Cimentación, en el sitio donde se proyecta la construcción del Estadio Nacional de fútbol en la UNAN-MANAGUA”** con el objetivo de conocer los tipos de suelos y sus valores de N_{golpes} , por medio de pruebas de penetración estándar, granulometría, índice de plasticidad y humedad del suelo. En este trabajo monográfico se utilizó información del proyecto “Estudios geológicos y geofísicos por fallamiento Superficial del terreno en el proyecto **Estadio Nacional de Fútbol (UNAN-Managua)**” realizado por el **IGG-CIGEO/UNAN-Managua en el 2005**, para relacionar los datos geología y geofísica con el fin de obtener el basamento ingenieril, espesores de suelos firmes y profundidad de cimentación.

Sevilla, S., (2008), realizó un trabajo monográfico con el nombre de **“Caracterización de Sitio para la Instalación de un Arreglo Vertical de Monitoreo Sísmico en la UNAN-Managua”**. En el cual se estudió las condiciones geotécnicas del sitio tomando como referencia la clasificación del suelo SUCS, y se obtuvo como resultado una columna geotécnica del sub-suelo hasta 100 metros de profundidad del sitio.

Álvarez, E. & Ortega, C., (2014), realizaron una investigación monográfica titulada **“Caracterización sísmica de sitio en la zona de distrito II de la Ciudad de Managua”**. En el cual en las cuatro micro-zonas, se evidenció que el tipo de suelo según el reglamento nacional de la construcción (RNC-07) es tipo III, suelo moderadamente blando. Las velocidades se encuentran en el rango de 180 m/s a 360 m/s. Se relacionaron resultados de este trabajo monográfico con estudios anteriores (Hernández, 2009), de tal manera que los

datos son provechosos en el área de estudio y muestra los espectros suavizados únicos y propios de cada micro-zona.

Olivares, Luis. & Quintana, O., (2014), llevaron a cabo su tesis monográfica con el nombre de **“Análisis lineal equivalente de la respuesta sísmica de sitio en los recintos Rubén Darío, Managua, FAREM-Chontales y FAREM-Carazo, de la UNAN-Managua”**, en donde lograron analizar que la onda de corte en cada uno de los estratos encontrados utilizando el valor de N del SPT son mayores con el valor de N_{campo} en comparación con los valores encontrados en $N_{\text{corregidos}}$.

Castro, K. & Borge, G., (2016), desarrollaron su tesis en el Recinto Universitario Rubén Darío para optar al título de Ingeniero Civil titulado **“Análisis de riesgo sísmico en el Recinto Universitario “Rubén Darío” UNAN-Managua, utilizando la herramienta de estimación de perdidas S.E.L.E.N.A.”**. Esta investigación da como resultado que los puntos de desempeño para los edificios de mampostería confinada frente a los terremotos producido por la Falla Zogaib muestra un espectro de respuesta mayor 1.600g y menor 1.800g.

González, E., López, K, & Moscoso, K., (2017), efectuaron un estudio titulado **“Análisis de los periodos dominantes de vibración entre suelo y estructura en el Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua”**. En este trabajo se estimaron periodos de vibración de suelos y se compararon con periodos de vibración de estructuras (aulas de clases), estas construcciones son vulnerables al fenómeno de resonancia por coincidir el periodo natural del suelo y edificación. Además, se estimaron modelos de velocidad de la onda de corte obteniendo velocidades promedio entre $V_s=334.817$ - $V_s=351.466$ m/s, clasificando al suelo como moderadamente blando según el Reglamento Nacional de la Construcción de Nicaragua.

Zambrana, X., en el periodo **2016–2018**, ejecuta un proyecto de investigación titulado **“Estudio de efecto de sitio en la UNAN-Managua”**, con apoyo de la convocatoria Fondos de investigación (FPI) de la UNAN-Managua. El objetivo del estudio es caracterizar la amenaza sísmica en toda el área de la universidad y determinar el fenómeno de amplificación de los suelos en la zona. En este proyecto de investigación se nos ha permitido la adquisición de datos geofísicos en la parte N y SW del recinto para el desarrollo de esta tesis monográfica y culminar los estudios académicos.

2.1.2. Marco Geotectónico de Nicaragua

Nicaragua se encuentra ubicado en el borde oeste de la Placa Caribe, próximo a la Placa Cocos la cual por ser más densa se hunde debajo de la Placa Caribe formando la fosa Mesoamericana, una región sísmicamente activa, lo cual por este proceso de convergencia de placas se reflejan la gran cantidad de volcanes activos y otros ya extintos. La velocidad de convergencia de la Placa Cocos sobre la Placa Caribe es relativa, por que varía desde 10.2 a 0.5 cm por año (Segura, 2007) (ver Figura 3).

La Placa del Caribe limita al N con la Placa Norteamericana, en el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic de movimiento lateral izquierdo, al S con la falla suramericana, al E con la fosa de Puerto Rico y las zonas de subducción de las Antillas menores y al W con la Placa Cocos (Avellán, 2009). El ambiente tectónico de Centroamérica y Nicaragua se puede observar en la Figura 3.

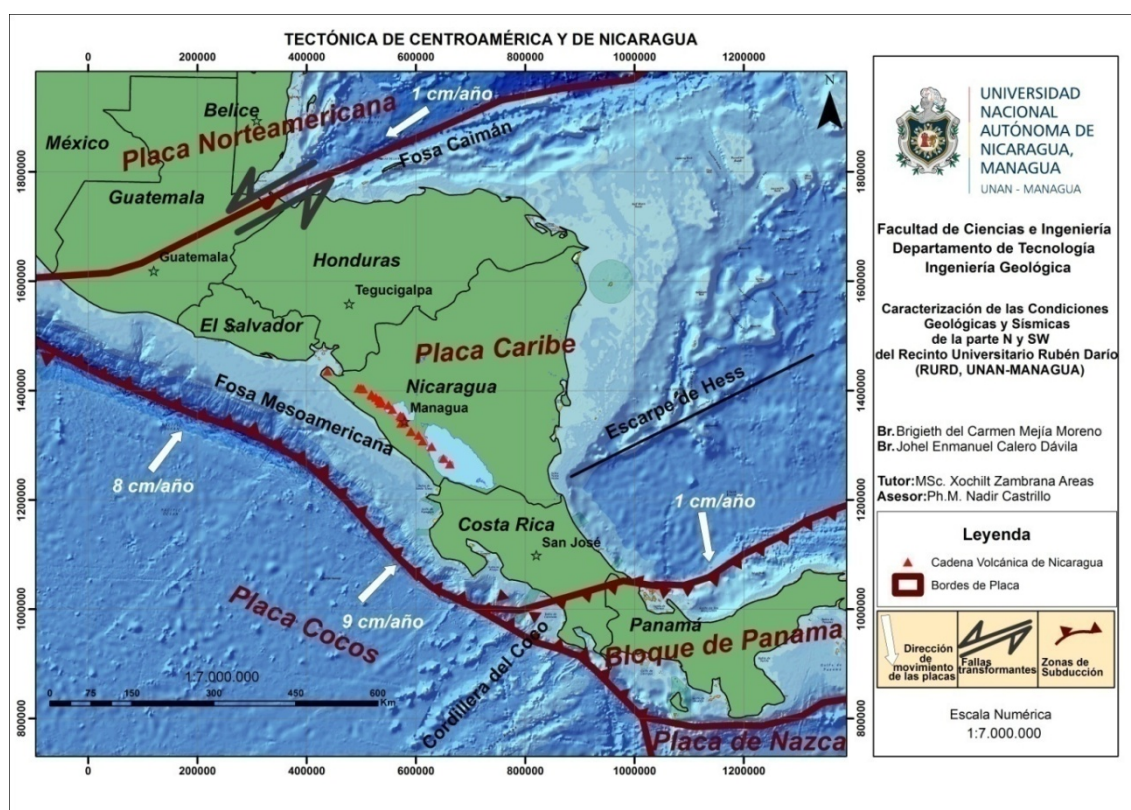


Figura 3. Marco Geotectónico de Centroamérica, donde se muestra la interacción de las placas tectónicas y su velocidad relativa. (Modificado de Frischbutter, 2002).

La región continental de la Placa Caribe está dividida en los bloques denominados Bloque Chortis y Bloque Chorotega. El bloque Chortis se ubica en el Sur de Guatemala, Honduras y el Norte de Nicaragua, posee corteza continental pre-Mesozoica, en la región del Norte de Nicaragua está compuesto por rocas metamórficas del Paleozoico y está separado del

bloque Maya por el sistema de falla Motagua-Polochic. El bloque Chorotega comprende de un basamento oceánico del Cretácico, con espesores de sedimentos marinos y volcánicos depositados en el Terciario (Avellán, 2009) y se extiende desde el Sur de Nicaragua hasta el Norte de Panamá (Elming, 1998).

Nicaragua está dividida en cinco regiones morfológicas con rocas distintas, como lo son la Planicie Costera del Pacífico, al Oeste de Nicaragua, con un predominio de rocas sedimentarias de edad Cretácico-Terciaria, la Depresión de Nicaragua donde predominan rocas piroclásticas cuaternarias, la cual incluye la cadena volcánica nicaragüense, la Región Central o Tierras Altas donde se caracteriza por las rocas volcánicas de edad Terciaria, la Región Norte con rocas metamórficas del Paleozoico y al este la Región de la Planicie Costera del Atlántico con depósitos sedimentarios del Cuaternario y rocas Volcánicas del Terciario.

2.1.3. Sismicidad en Nicaragua

La ubicación de Nicaragua en el margen Oeste de la Placa Tectónica del Caribe interaccionando con la Placa de Cocos en proceso de colisión de placas origina que sea un país altamente sísmico. La mayor cantidad de epicentros de sismos en Nicaragua se concentran en la zona del Pacífico de Nicaragua y sus hipocentros delimitan la zona de Benioff la cual se extiende a una profundidad entre 200-300 km. En la Figura 4 se puede observar la sismicidad que ocurre en Nicaragua en un periodo del 2000 al 2018, así también los sismos clasificados en base a su profundidad.

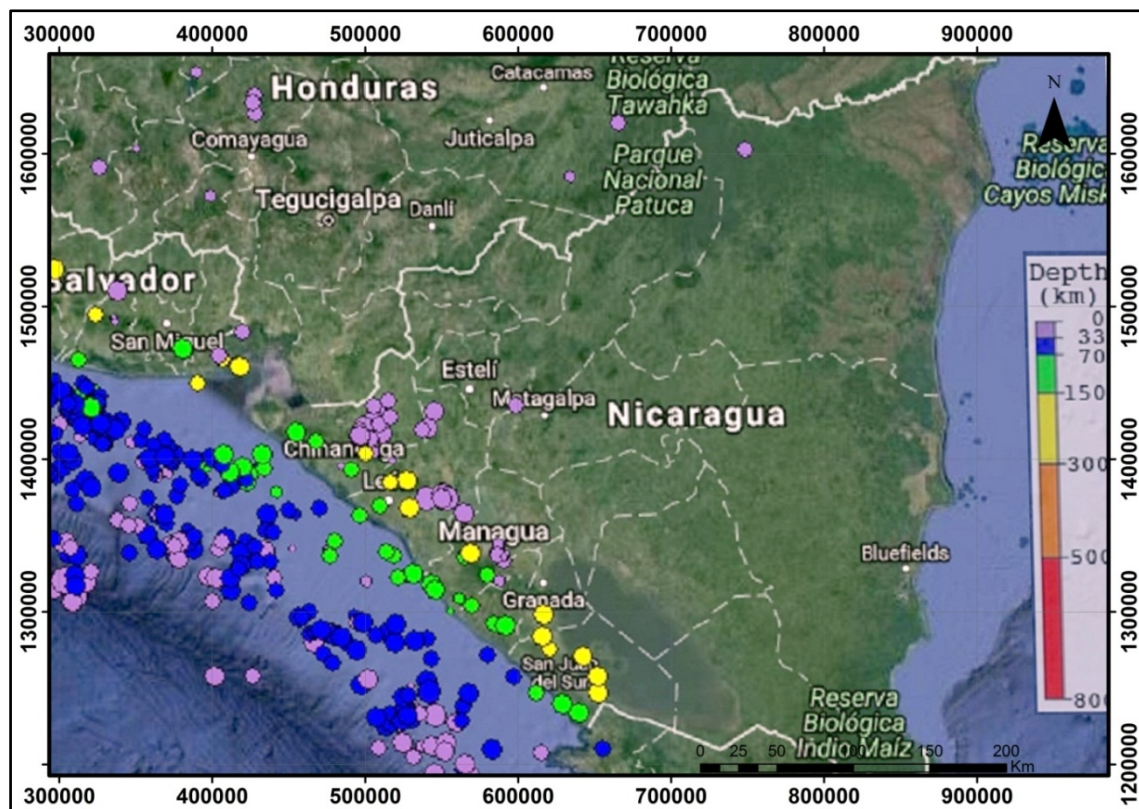


Figura 4. Actividad sísmica en Nicaragua, del 2000 al 2018, en el cual se muestra los epicentros de sismos con su profundidad (Seismic Monitor IRIS; <https://ds.iris.edu/seismon/>).

La Placa de Cocos se hunde debajo de la Placa Caribe, fundiendo el material de la placa oceánica debido a las altas temperaturas, este material fundido asciende verticalmente en la mayoría de los casos, penetrando la Placa del Caribe, de esta manera se forma el arco volcánico nicaragüense, originado eventos volcánicos y sismos superficiales son llamados intraplacas. Así también, el fallamiento superficial genera este tipo de sismo de magnitud moderada como sucedió en los terremotos históricos de 1931 y 1972 originados por fallas activas en la Ciudad de Managua (Terremoto de 1931; Falla Estadio y Terremoto de 1972; Falla Tiscapa).

Los sismos intraplacas son los eventos ocurridos dentro de una placa tectónica, y los sismos interplaca son los que se generan en los límites de dos placas tectónicas. Nicaragua es el escenario de sismos de gran variedad, desde su profundidad, magnitud, epicentro e hipocentro, lo cual en base a su sismicidad histórica se interpreta que el país presenta un alto grado de amenaza y riesgo sísmico ya que sus infraestructuras son vulnerables a sismos de magnitud moderada como se ha visto en la historia sísmica del país y la destrucción por terremotos originados por fallamiento superficial.

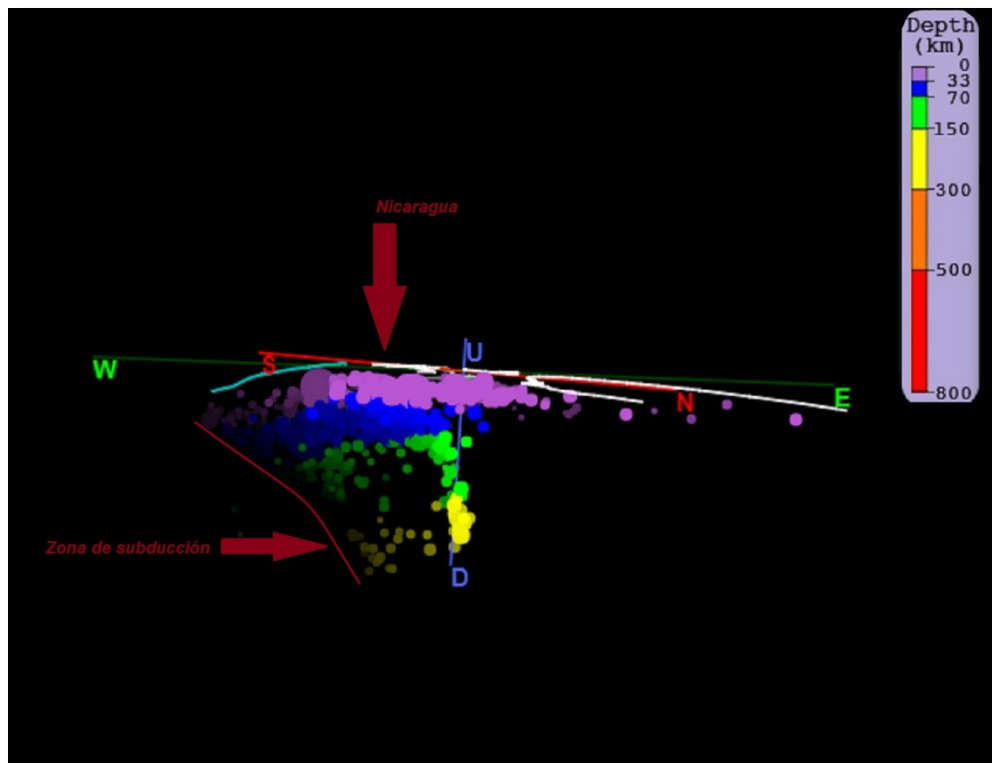


Figura 5. Vista 3-D de la sismicidad en Nicaragua, en un periodo comprendido del 2000 al 2018 (Seismic Monitor IRIS; <http://ds.iris.edu/3dv>).

La ciudad de Managua ha sido afectada a lo largo de los años, por efectos sísmicos asociados a fallamiento local, en ocasiones estos sismos afectan de manera parcial la ciudad y otros en cambio tienen efecto en todo el territorio de la ciudad como lo fue el terremoto de 1972, que fue tanta la repercusión que afectó el desarrollo socio-económico del país (Páiz & Bendaña, 2015).

En 1968 la ciudad fue sacudida por el conocido Terremoto de La Centroamérica, el cual tuvo una magnitud de 4.8 grados en la escala de Richter, el epicentro de este se cree estuvo localizado a unos 6 km al sur de la Colonia Centroamérica y la profundidad del foco no fue mayor a 10 km (Johansson, 1988).

Uno de los terremotos de mayores repercusiones en la ciudad fue el de marzo de 1931. Este sismo fue provocado por la activación de la Falla Estadio, causando aproximadamente 1,100 personas fallecidas. Se consideró que tuvo magnitud de 5.8 grados en la escala de Richter, este causó graves daños debido al epicentro del sismo, localizado en el centro de la ciudad (Leeds, 1973).

El 23 de diciembre de 1972, la ciudad de Managua fue azotada por el terremoto más devastador hasta la fecha. La magnitud de dicho evento fue estimada en 6.2 grados en la

escala de Richter, pero su intensidad fue variable en distintas zonas de la ciudad, causó daños en 27 km², de los cuales destruyó 13 km² en su totalidad todo en el centro de Managua, dejó aproximadamente 10,000 personas fallecidas. El epicentro se produjo en el sector W de Managua, ocasionando la activación de las Fallas Chico Pelón, Los Bancos, Zogaib y Tiscapa, siendo esta última la principal causante del evento sísmico (Sozen & Matthiesen, 1975).

En 1992 murieron más de 170 personas en su mayoría niños, debido a una ola de hasta 10 metros de altura, 45 minutos antes un sismo ocurrido en el fondo del Océano Pacífico habría provocado este evento. Todavía no existía la red sísmica de INETER las únicas dos estaciones sísmicas existentes detectaron el terremoto. Pero nadie estuvo presente en INETER para procesar la información (INETER, 2017).

En abril del 2014 Nicaragua sufrió un nuevo sismo de magnitud 6.2 en la escala de Richter, según el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), su epicentro se localizó al SW del Lago Xolotlan, a unos 5 km al E de Nagarote, con una profundidad de 10 km, por otra parte el Servicio Geológico de Estados Unidos fijó su ubicación a 10 km al W del Valle de San Francisco y a 13 km de profundidad. El sismo duró aproximadamente 45 segundos y fue percibido en toda Centroamérica.

2.1.4. Geología Regional de Nicaragua

La actividad geológica de Nicaragua tiene inicio a partir del Paleozoico y finaliza con la actividad volcánica a finales del Cenozoico y al principio del Cuaternario, esta acción tiene como influencia la actividad tectónica a la que está sometido el territorio nicaragüense. La geología histórica de Nicaragua tiene muchos eventos característicos en toda la región, pero todos estos eventos han tenido acción en los diferentes terrenos geológicos del país.

Nicaragua es dividida en provincias geológicas, tomando en cuenta su fisiografía, geomorfología, características estructurales, y su geología en general. Los investigadores pioneros como McBirney y Williams (1965) dividieron Nicaragua en 4 provincias y posteriormente Hodgson, H (1976) agrega una provincia geológica más:

Las Provincias Geológicas de Nicaragua, sus límites y tipos de rocas se puede observar en la Figura 6. A continuación se caracteriza cada una de estas:

2.1.4.1. Provincia de la Planicie de la Costa del Pacífico

Esta provincia conformada por la Cuenca Sandino, está rellena por depósitos sedimentarios marinos de edad Terciaria (Hodgson, 2000), se extiende desde Corinto hasta el Sur de Nicaragua en la frontera con Costa Rica, tiene un ancho de 10 a 35 Km. Las rocas de esta provincia se dividen en 6 formaciones geológicas y un miembro como: Formación Rivas del Cretácico Superior, Formación Brito del Eoceno, Formación Masachapa del Oligoceno, Formación el Fraile y el Tamarindo, ambas del Mioceno y Formación El Salto del Plioceno, y el Miembro Sapo del Paleoceno. Esta provincia tiene un claro predominio de rocas sedimentarias edad Cretácico con intercalaciones de lava, las rocas más predominantes son las calizas, areniscas, lutitas y limonitas (Zoppis & Guidice, 1958).

2.1.4.2. Provincia de la Depresión de Nicaragua

Se constituye por los materiales depositados y las sucesiones de rocas que se encuentran en el Graben de Nicaragua, que se encuentra paralelo a la Costa del Pacífico, y la Fosa Mesoamericana. Esta provincia tiene una dirección NW-SE, con aproximadamente 70 Km de ancho y 300 Km de largo, en esta depresión alargada donde se encuentra la cadena volcánica de los Maribios en Nicaragua, predominan rocas volcánicas del Cuaternario. Esta provincia se divide en dos grandes formaciones: La Sierra del Terciario y La Formación Managua del Cuaternario (Hodgson, 2000).

Su origen se atribuye a esfuerzos tensionales ocasionados por la subducción de la Placa Cocos sobre la Placa Caribe, en el pleistoceno, dando lugar a la formación de la Cadena Volcánica del Cuaternario (Kuang, 1971). Esta provincia está siendo rellena por depósitos aluvionales y piroclásticos (Martínez M., 2012), formando un espesor aproximado de 2000 m (Hodgson, 2000). La geomorfología de esta provincia comprende un relieve bajo, poco ondulado, en donde se encuentran los dos grandes lagos de Cocibolca y Xolotlan, comprende también relieve en forma circular pertenecientes a las estructuras de cráteres y calderas (Martínez M., 2012). Consiste principalmente de rocas volcánicas de basalto-andesita y depósitos piroclásticos de edad cuaternaria (Frischbutter, 2002).

2.1.4.3. Provincia Central o Tierras Altas del Interior

Se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas del Terciario de depósitos piroclásticos y lavas, son de composición basáltica, andesítica y dacítica, incluye una secuencia de unidades sedimentarias. La sección inferior de esta provincia se comprende de sedimentos volcánicos, lavas andesíticas y basálticas, la parte intermedia por lavas andesíticas–

dacíticas y depósitos piroclásticos del Mioceno y la parte superior está compuesto por rocas ignimbrita, andesíticas y dacíticas e intercalaciones de rocas piroclásticas y lavas basálticas. Las rocas de esta provincia están divididas en el Grupo Coyol y el Grupo Matagalpa (Hodgson, 2000).

2.1.4.4. Provincia de Tierras Altas de Norte

Esta provincia se caracteriza por la presencia de rocas metamórficas y consideran las rocas más antiguas del país, tiene unidades de rocas del Paleozoico y Mesozoico. Las rocas metamórficas de esta provincia como esquistos y filitas son representativas de un metamorfismo regional y de contacto. Las unidades que la conforman son la Formación Totogalpa y Formación Metapan.

2.1.4.5. Provincia de los Llanos de la Costa Atlántica

Está compuesta por rocas sedimentarias del Pleistoceno, rocas volcánicas del terciario y sedimentos aluviales de reciente deposición. La provincia engloba la Cuenca Mosquitia y está dividida en 6 formaciones y miembros como: Formación Bragman`s Bluff, Formación Martínez, Formación Mosquitia, Miembro Kamanon, Formación Punta Gorda y Formación Touche (Hodgson, 2000).

Esta provincia tiene se caracteriza geomorfológicamente, por ser un área relativamente baja, parcialmente ondulada y cubierta por depósitos aluvionales recientes (Martínez M., 2012). Está localizada a lo largo de la línea costera y llanos de la Costa Atlántica.

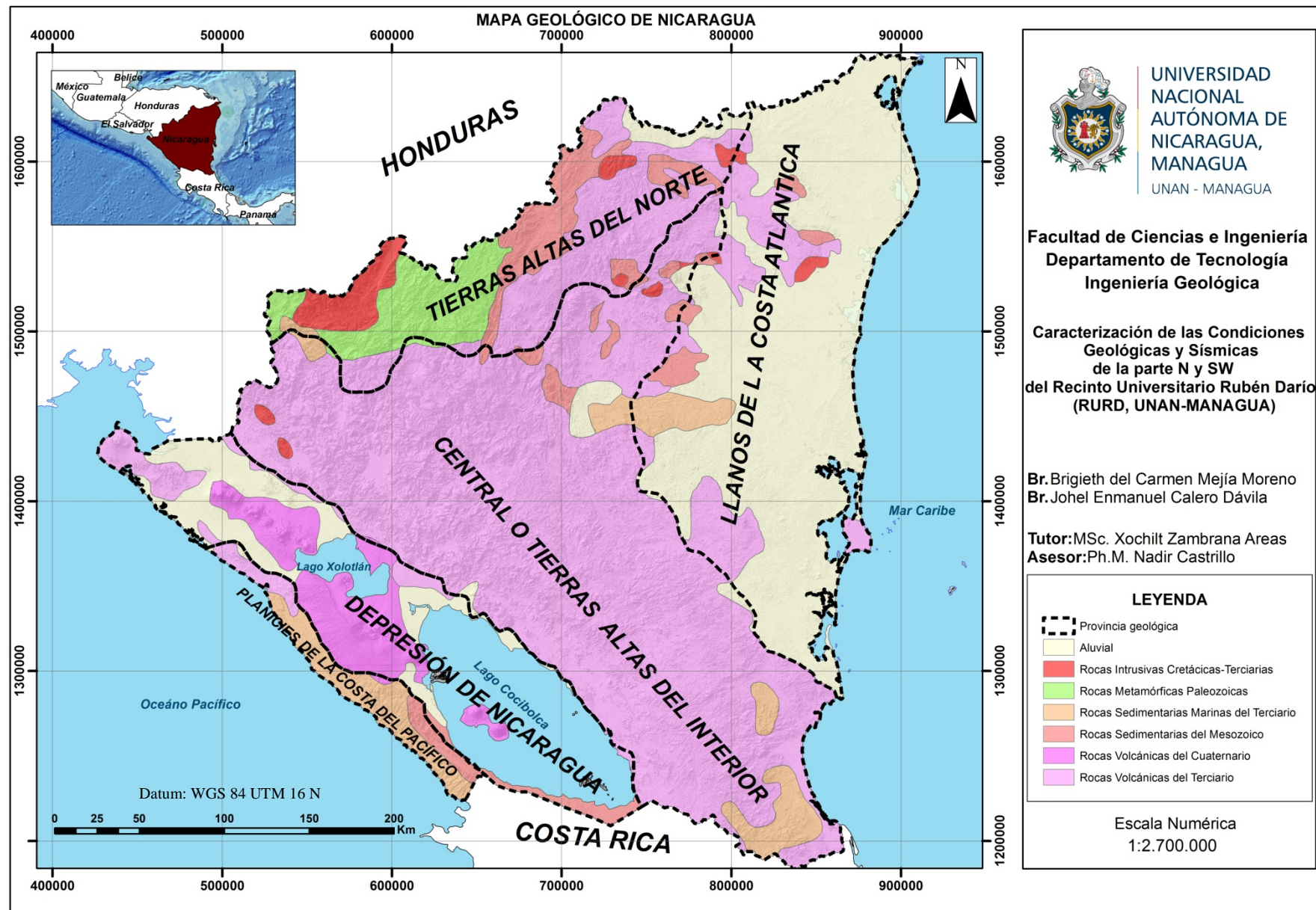


Figura 6. Mapa de la Geología Regional de Nicaragua, representando de forma general los tipos de rocas que se encuentran en todo el país. (Modificado de Rodríguez, 1989).

2.2. Marco geológico-estructural de Managua

2.2.1. Geología de Managua

El Departamento de Managua se encuentra localizado geológicamente en la Provincia de la Depresión de Nicaragua. Muchos autores han realizado estudios de geología, geofísica, petrografía, vulcanología y estratigrafía en la Depresión de Nicaragua, principalmente en el área de Managua, de los cuales se encuentran: Sapper (1925), Burri y Sonder (1936), McBirney (1955), McBirney y Williams (1964-1965), Kuang (1971), Parsons Corporation (1972), Woodward-Clyde Consultants (1975), Dames y Moore (1978), Bice (1985), Girard G y Van Wyk de Vries (2005), Kutterolf (2007) y Denis, A., (2009).

Los investigadores de Woodward & Clyde Consultants en 1975 fueron de los primeros en estudiar la estratigrafía de Managua y de asignar el nombre del Grupo Managua y los nombres de las unidades que subdividen estos depósitos, el grupo esta superpuesto al Grupo La Sierra. El área lo conforman piroclastos poco consolidados, también en la estratigrafía de estos estudios lo comprende de cenizas, ceniza compactada, toba, pómez, lapilli, lahar, intercalaciones menores de piroclastos, suelos fósiles y aluvionales (Ver Figura 7).

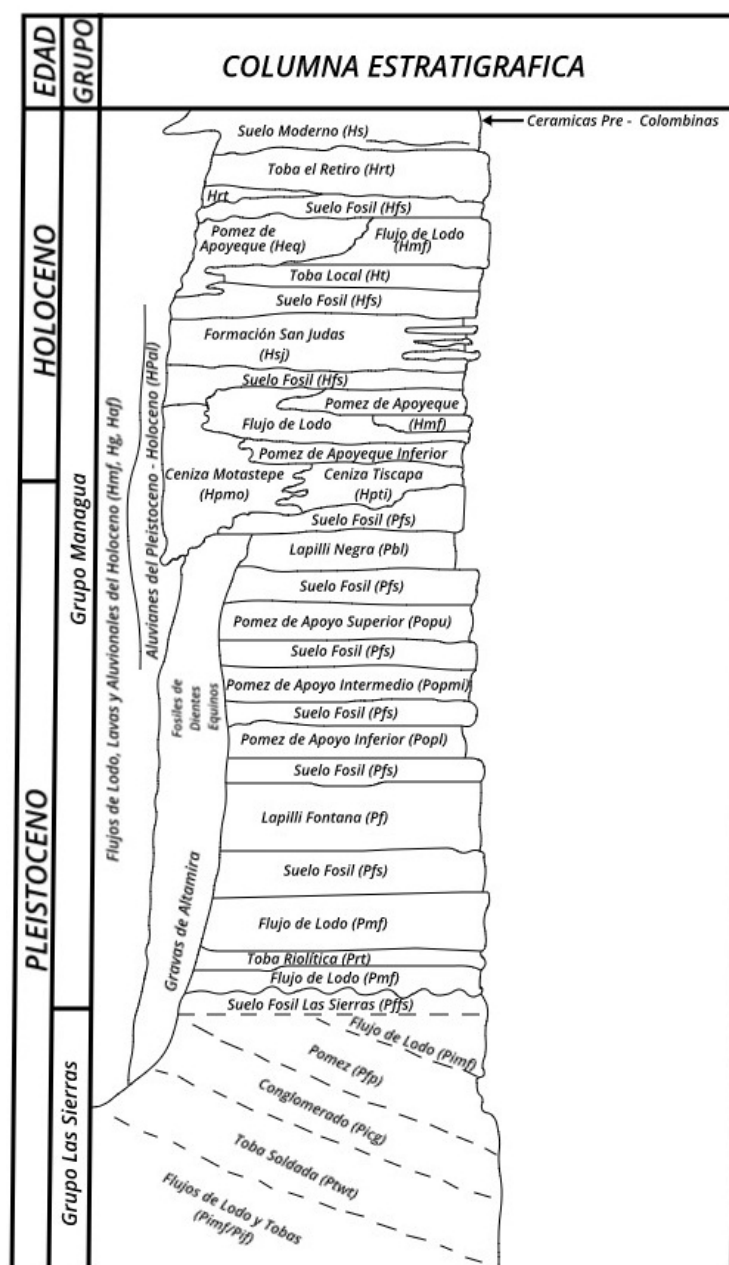


Figura 7. Columna estratigráfica generalizada de Managua Woodward y Clyde Consultants, (1975)

Bice., (1985) nombra a los depósitos volcánicos como secuencia Managua, refiriéndose a los depósitos piroclásticos jóvenes sobre la Formación La Sierra con origen en la Caldera de Apoyo, Caldera Masaya y el Lineamiento Nejapa-Miraflores, en la mayoría de las localizaciones de la Secuencia Managua consiste en una secuencia estratificada de piroclastos de caída de composición basáltica o riodacítica, de tamaños de cenizas o lapilli, puede llegar a tener un espesor total de hasta 20 m (Bice, 1985).

Años después siguen los trabajos geológicos sobre la estratigrafía de Managua y los investigadores del servicio geológico Checo-INETER (1997) estudiaron el Grupo

Managua y la Formación La Sierra conformado por su edad y posición esquemática, y propusieron unidades estratigráficas para los depósitos de Managua añadiendo el Grupo Masaya, Grupo Apoyo Pre-Apoyo, Grupo Las Nubes, Grupo Caldera Pre-Caldera, Grupo La Paz, Grupo La Estrella y Grupo Carazo (Hodgson, 2000).

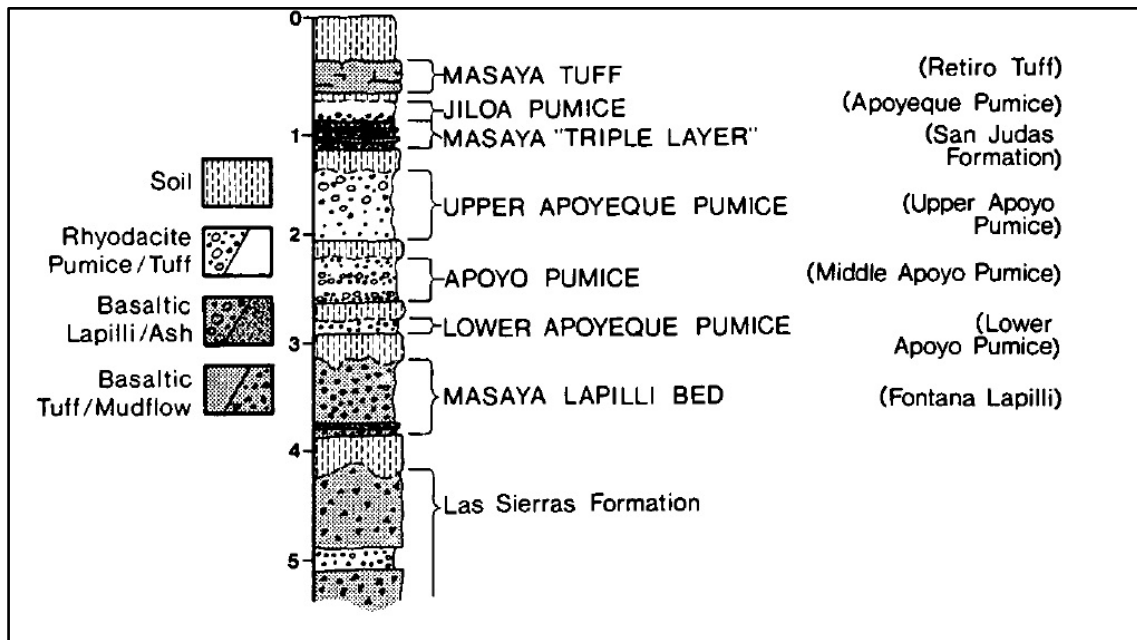


Figura 8. Estratigrafía de la secuencia Managua(Bice, 1985)

Geólogos investigadores en especial Kutterolf et al., (2007), atribuyen que la fuente volcánica de los depósitos de Managua corresponden a las Calderas de Masaya, Apoyo y Apoyeque. Kutterolf et al., (2007), propone que Managua está compuesta por una estratigrafía conformada por tres formaciones principales los cuales son: Formación La Sierra, Formación Managua y Formación Chiltepe (Ver Figura 9). A continuación se describen cada una de estas:

2.2.1.1. Formación La Sierra

Está compuesta por rocas piroclásticas relativamente consolidados de gran espesor, usualmente es de color gris y a menudo presenta fracturas rellenas de carbonato de calcio, fue dividido por dos principales unidades separadas por un paleosuelo que son Tefra Unicit y Tefra Fontana (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.1.1. Tefra Unicit

Esta unidad consiste en un depósito de pómez de caída, de 20 a 65 cm de espesor. Se caracteriza por tener una gradación normal en su parte superior y gradación inversa en su base (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.1.2. Tefra Fontana

Fue descrita anteriormente por Bice, 1985 como Lapilli Fontana, tiene espesores promedio de 3 m, es producto de erupciones plinianas de la Caldera Masaya. Es un depósito de caída de color negro, tiene una edad de 25,000 a 35,000 años (Bice, 1985).

2.2.1.2. Formación Chiltepe.

Es una secuencia de depósito volcanoclásticos que son divididos en seis unidades como lo son, Tefra de Apoyeque inferior, Tefra de Apoyeque superior, Tefra de Xiloa, Tefra de Mateare, Tefra los Cedros, y Tefra Chiltepe (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.2.1. Tefra Apoyeque Inferior.

Es de origen pliniano dacítico, con una edad de 17,000 años, está separada únicamente por una capa de sedimento tobáceo (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.2.2. Tefra Apoyeque Superior.

Es de origen pliniano dacítico, con una edad de aproximadamente 12,000 años \pm 100 años. Tiene una capa de sedimentos tobaceos en la parte superior (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.2.3. Tefra Xiloa.

Es un depósito de pómez de caída con intercalaciones de oleadas piroclásticas muy erosionadas, se expone al Este de la Laguna de Xiloa (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.2.4. Tefra de Mateare.

Está compuesta por intercalaciones de pequeñas capas de lapilli y pómez, los cuales varían en su composición. Presenta intercalaciones de lítico de composición andesítica (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.2.5. Tefra los Cedros.

Es un depósito de pómez de caída, de composición dacítica, de 15 cm de espesor. Tiene pequeñas intercalaciones de pequeñas capas de lapilli (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.2.6. Tefra Chiltepe.

Es un depósito de pómez de composición dacítica, tiene origen en erupciones plinianas del volcán Apoyeque. Está separado por capas pequeñas de ceniza e inclusiones de líticos de composición basáltica (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.3. Formación Managua

Las unidades de esta formación fueron originadas por grandes erupciones explosivas de las calderas cercanas a la capital como la Caldera de Apoyo y Caldera de Masaya. Esta formación comprende siete unidades piroclásticas de composición basáltica y riolítica que son: Pómez de Apoyo, Tefra San Antonio, Tefra La Concepción, La Triple Capa Masaya, Toba Masaya y Lapilli Ticuantepe (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.3.1. Pómez de Apoyo Inferior y Superior.

La unidad de Pómez de Apoyo inferior es un depósito de pómez de composición dacítica con alto contenido de sílice, y de moderado a alto contenido alcalino, tiene una edad de 23800 años \pm 240 años, la unidad de Pómez de Apoyo superior está comprendida por depósitos de caída de pómez de composición dacítica con una edad de 24600 años \pm 120 años (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.3.2. Tefra San Antonio.

Es una secuencia de escoria negra, es un depósito de caída y está separado por sedimentos tobáceos y un paleosuelo de color amarillo. Tiene una edad de 6,100 años. Estos depósitos se exponen al NW, N y S de la Caldera Masaya (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.3.3. Tefra la Concepción.

Se expone al Sur de la Caldera Masaya, tiene un espesor de 2 m. Esta unidad es un depósito de caída de escoria de color negro muy vesicular. Está separado en la parte superior por la unidad de depósitos piroclásticos de la Toba Masaya (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.1.3.4. Triple Capa Masaya.

Originalmente esta unidad fue descrita por Bice., (1985), y Williams., (1983). Este depósito de piroclastos de caída está compuesto por 7 principales capas de escoria lapilli, intercalado por 4 capas de menor espesor de cenizas. Son escorias altamente vesiculares y de textura fluidal. Algunas de estas capas de depósitos piroclásticos no tienen grandes

distancias de extensión, tiene una edad de 2,100 años según dataciones realizadas por Pérez & Freundt., (2006) que son mucho más jóvenes que las edades de 7,000 años estimadas por Bice, (1985).

2.2.1.3.5. Toba Masaya.

La Unidad de la Toba Masaya es un depósito de oleada piroclástica freato magmática máfica de color gris, se extiende por más de 35 km desde su origen (Caldera Masaya), tiene una edad de 2,000 años, mucho más joven que los 3,000 a 6,000 años que estimo Bice.,(1985). Los depósitos están distribuidos radialmente alrededor de la Caldera Masaya.

2.2.1.3.6. Lapilli Ticuantepe.

Es un depósito de caída de escoria lapilli negra, que se sobrepone a la Toba Masaya al Oeste de la Caldera Masaya. Consiste de 4 capas bien ordenadas, intercaladas por 3 capas ricas en cenizas (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

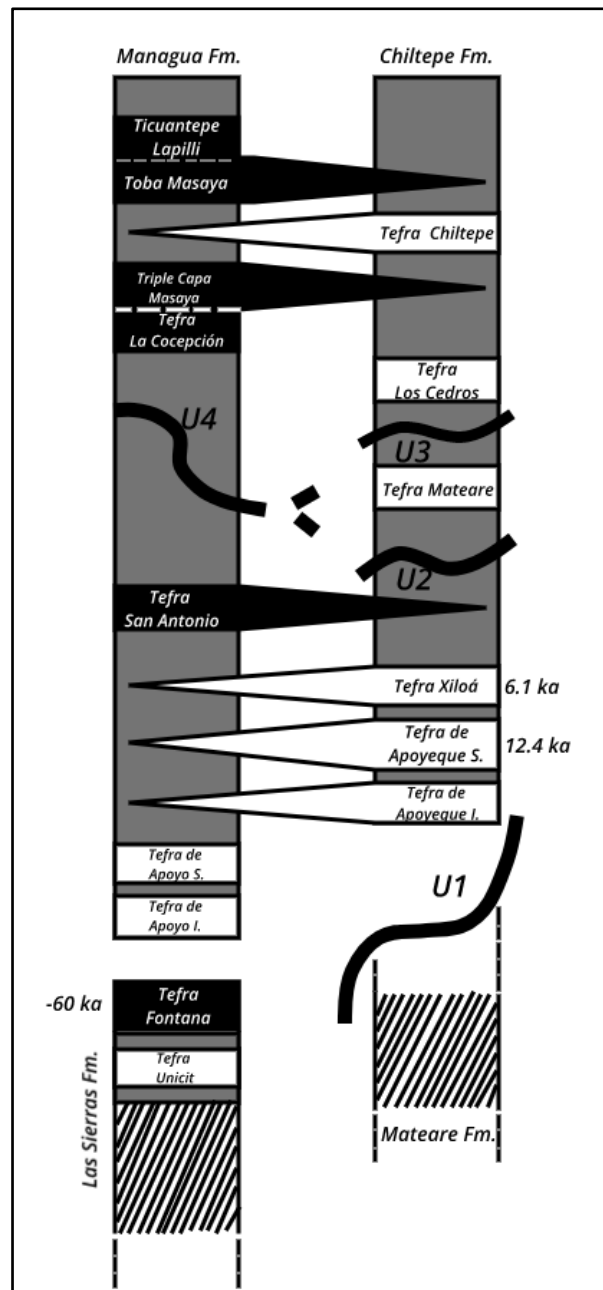


Figura 9. Estratigrafía de los depósitos piroclásticos de Managua (Kutterolf, Pérez, Whermann, & Schmincke, 2007).

2.2.2. Geología estructural de Managua

La Ciudad de Managua se encuentra ubicada dentro de la Cordillera Volcánica de los Maribios entre los volcanes Apoyeque al NW y la Caldera de Masaya al SE, en la zona de relevo de la Cadena volcánica Nicaragüense, que tiene lugar entre el lineamiento del volcán Cosigüina hasta el Volcán Apoyeque, y el lineamiento del volcán Masaya hasta el volcán Concepción. Esta zona de relevo ha sido definida por McBirney y Williams, (1965), como una fosa tectónica o Graben y por Guillaume Girard & Benjamín Van Wyk de Vries (2004), como una cuenca de pull-apart, con orientación N-S, de tipo extensional y

tectónicamente activa (Martínez M. , 2012). En el área de Managua y en sus alrededores se encuentran numerosos edificios volcánicos pequeños y remanentes de volcanes monogenéticos como Santa Ana, Asosósca, Tiscapa, Ticómo, Motastepe, entre otros.

Esta cuenca tectónica de Managua geológicamente tiene como límite la Falla Cofradía al Este con una orientación N-NE y la Falla Nejapa al Oeste con una orientación NO-SE y el escarpe de Mateare (Avellán, 2009). Existen estructuras de menor orden dentro de estas estructuras, como el semi-graben de Aeropuerto, limitado por la Falla Cofradía y la Falla Aeropuerto con dirección NE, además de numerosas fallas con dirección N-NE (Frischbutter, 2002). Schmincke 2004 menciona que en las zonas donde los frentes volcánicos se dividen, se generan fallas tensionales y asociados a estas fallas se emplazan pequeños conos volcánicos de escoria (Avellán, 2009).

En Managua se encuentran dos conjuntos de fallas según su orientación, las fallas con dirección N-S, que son de tipo normal, generalmente tienen forma de arco, con dirección paralela a estructuras mayores relacionadas a colapsos volcánicos. Las fallas con dirección NE, SW, presentan desplazamientos laterales izquierdos. Existen fallas con dirección NW-SE pero son poco comunes, estas se pueden localizar en la parte central y al Este de Managua. Las principales fallas geológicas del área de Managua se pueden apreciar en la Figura 10.

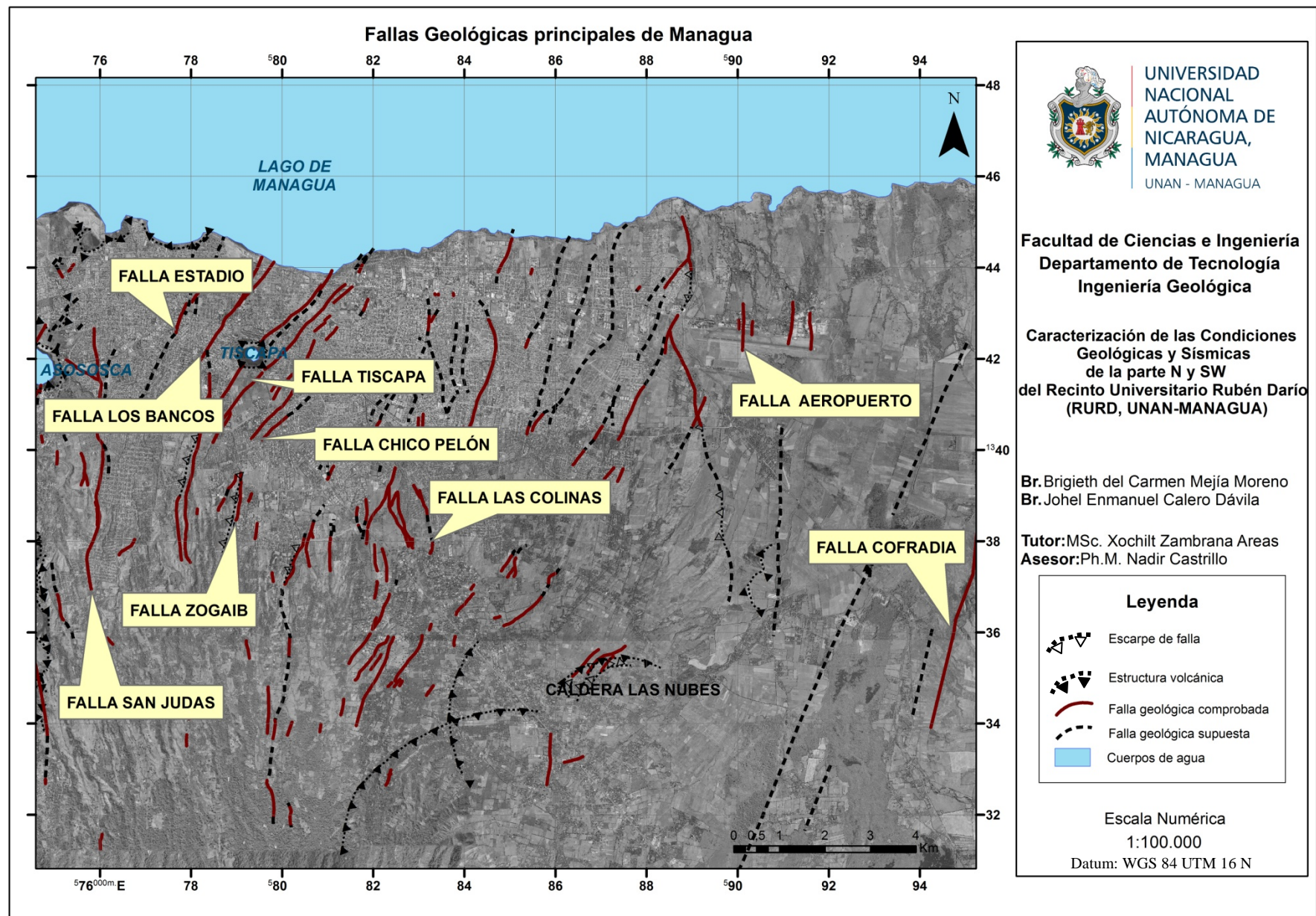


Figura 10. Mapa de Localización de Fallas Geológicas principales y algunas estructuras Volcánicas del área de Managua (Base Cartográfica Digital, INETER-2003).

2.2.2.1. Descripción de la Falla Zogaib

El sistema de Falla Zogaib-Escuela se encuentra en el extremo Sur-Oeste de la Ciudad de Managua, extendiéndose desde la Urbanización Gloria al Sur de Managua hasta el Barrio Benedicto Valverde al Norte de la capital. Esta estructura geológica se encuentra representada por tres segmentos principales, que poseen geometría en échelon y zonas de relevo con una extensión de 8.97 km según se interpretó utilizando la base de datos de INETER 2013.

La Falla Zogaib fue descrita como una falla normal por Kuang, j (1973) y Woodward-Clyde Associates., (1975), con un desplazamiento de falla observado de 1.5m y una longitud de 2.7 Km. Según el modelo de sombras de Managua se logra observar que es una estructura lineal con dirección NE-SW, que se prolonga al sur de la cuenca tectónica de Managua en donde cambia de dirección N-S (Martínez M., 2012).

El escarpe de Falla Zogaib se observa en la parte W del área de estudio, abarcando instalaciones del recinto universitario (RURD, UNAN-Managua) y extendiéndose 0.88 km en el área de estudio. Esta estructura geológica su localización se puede observar en la Figura 11.

.

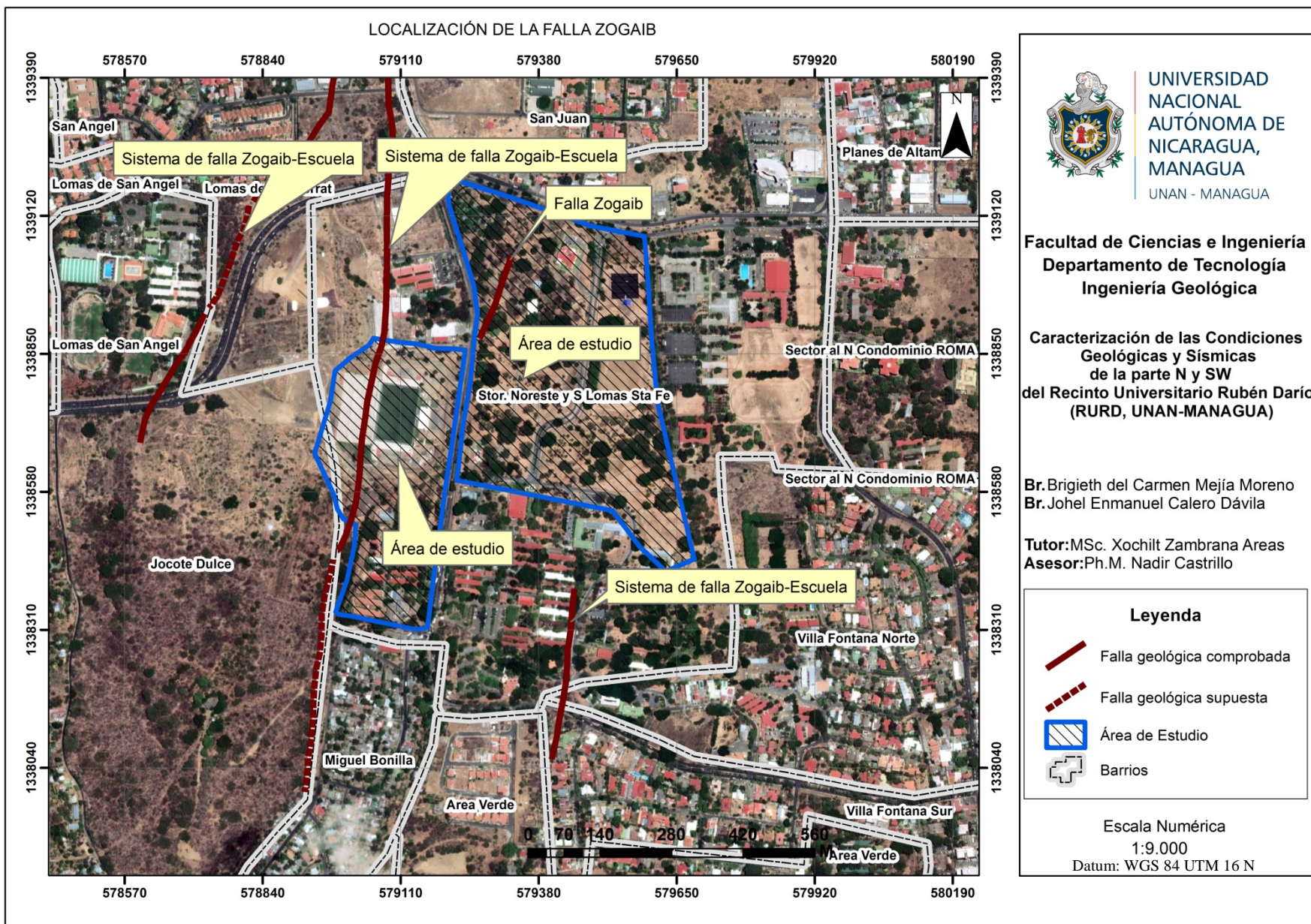


Figura 11. Mapa de Localización del Sistema de Falla Zogaib-Escuela en el área del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua) (Base Cartográfica Digital, INETER-2003).

2.3. Marco Teórico

2.3.1. Ondas Sísmicas

Las Ondas Sísmicas son la propagación de perturbaciones temporales que generan pequeños movimientos en un medio, provocados por la rápida liberación de energía, esta se dispersa en forma de ondas que viajan desde el punto de origen del sismo llamado foco o hipocentro. La mayoría de los sismos son de origen tectónico y son causados por deslizamientos rápidos de bloques rocosos a lo largo de fallas, estas son poderosas fuentes de energía que a menudo provocan devastaciones en la superficie, parte de la enorme energía que se libera produce violentos desplazamientos del suelo (Sauter, 1989).

2.3.1.1. Clasificación de las Ondas Sísmicas

En los sismos se propagan dos tipos de Ondas Sísmicas y todas ellas se mueven de manera diferente: a). Ondas de Cuerpo o Internas, que viajan a través del interior de la tierra proporcionando información sobre las características físicas de la misma y b). Ondas Superficiales que se propagan en las capas más externas de la superficie terrestre y son las que causan mayor destrucción en la infraestructura (Beles, Ifrim, & García, 1975).

2.3.1.1.1. Ondas de Cuerpo

Las Ondas de Cuerpo pueden viajar a través de las capas internas de la Tierra, viajan grandes distancias por medio de las rocas y su amplitud se atenúa poco a poco conforme aumenta la distancia respecto al foco, siguen caminos curvos debido a la variada densidad y composición de la Tierra. Dentro de las Ondas Internas u Ondas de Cuerpo se distinguen dos clases, atendiendo al modo de desplazarse: Ondas P y Ondas S (Beles, Ifrim, & García, 1975).

a) Ondas P

Las Ondas P (Primarias), son ondas longitudinales, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación de la onda y son las primeras en aparecer en el registro sísmico por ser las más rápidas. Estas ondas se caracterizan por viajar a través de cualquier medio (sólido, líquido o gaseoso). La velocidad media aparente de propagación de las Ondas P oscila entre 8 y 13 km/seg (Sauter, 1989).

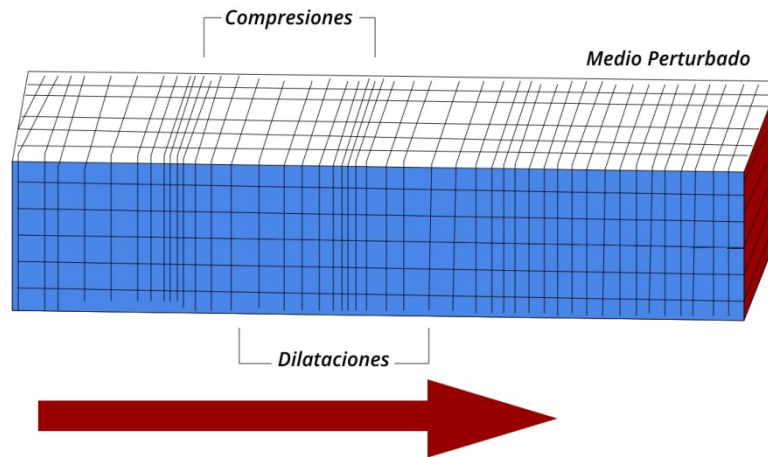


Figura 12. Modelo de propagación de las Ondas P (<https://diccionario.geotecnia.online/?s=ondas+p>).

b) Ondas S

Ondas Sísmicas Transversales o de Corte, que producen una vibración de las partículas con una dirección perpendicular a la dirección de avance de la onda. Se designa con la inicial S (Ondas Secundarias), puesto que son registradas después de las Ondas P en el sismograma, ya que su velocidad es menor. Las Ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad es alrededor del 58% que el de una Onda P para cualquier material sólido. Usualmente la Onda S tiene mayor amplitud que la P y se siente más fuerte que esta. La velocidad media aparente de propagación de las ondas oscila entre 4.5 y 8.5 km/seg (Sauter, 1989).

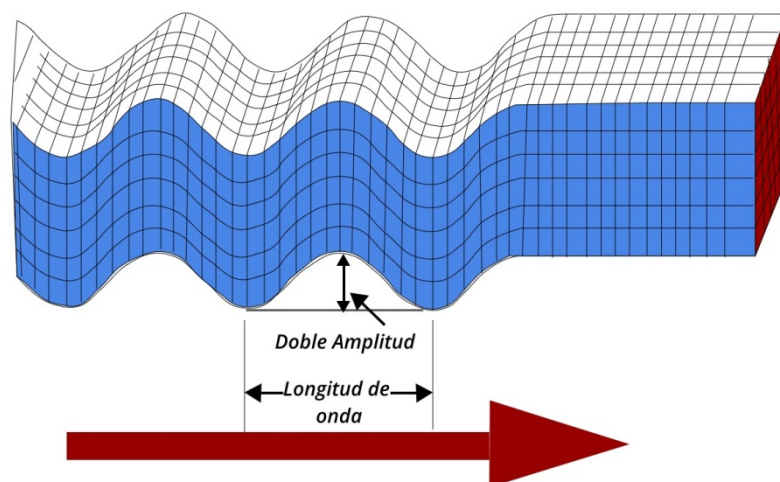


Figura 13. Modelo de propagación de las Ondas S (<https://diccionario.geotecnia.online/?s=ondas+s>).

2.3.1.1.2. Ondas Superficiales

Las Ondas Superficiales son las que propagan su energía en las capas más externas de la corteza terrestre. Cualquiera que sea su intensidad, las sacudidas pueden ser bruscas u ondulatorias. Las Ondas Superficiales se desplazan a menor velocidad que las Ondas de Cuerpo, debido a su baja frecuencia provocan resonancia en las edificaciones con mucha facilidad. Dentro de las Ondas Superficiales hay dos tipos de ondas: Ondas Raleigh y Ondas Love (Sauter, 1989).

a) Ondas Raleigh

Este tipo de onda viaja de forma ondulada, similar a la manera que viajan las ondas en la superficie del agua como lo son las olas del mar, las partículas se mueven describiendo elipses sobre un plano vertical en la dirección del movimiento de la onda y retrogrado con respecto a la dirección de propagación. Estas ondas tienen su máxima amplitud en la superficie libre, la cual decrece exponencialmente con la profundidad, y son conocidas como Ondas Raleigh en honor al científico que predijo su existencia (Sauter, 1989).

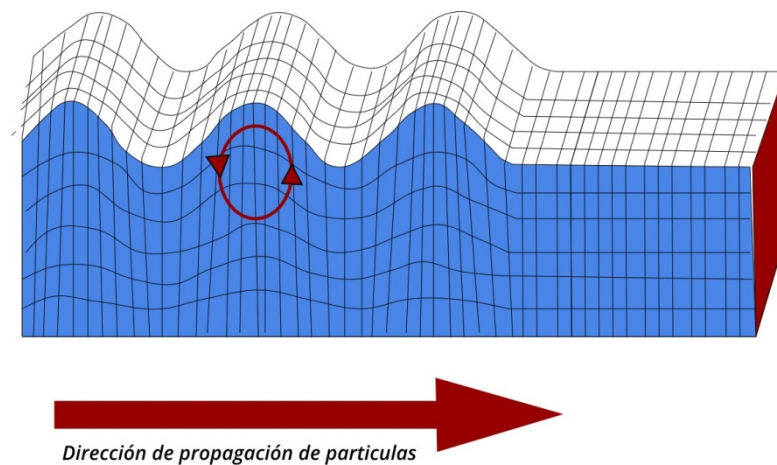


Figura 14. Ondas Raleigh (<https://diccionario.geotecnia.online/diccionario/ondas-rayleigh/>).

b) Ondas Love

Otro tipo de Ondas Superficiales son Ondas de Love llamadas así en honor del científico que las estudió. Estas se generan sólo cuando un medio elástico se encuentra estratificado, es decir formado por capas de diferentes características físicas y químicas. Las Ondas de Love se propagan con un movimiento de las partículas, perpendicular a la dirección de propagación, como las Ondas S, sólo que polarizadas en el plano de la superficie de la Tierra, es decir, sólo poseen las componentes horizontales a superficie. Las Ondas de Love

pueden considerarse como Ondas S "atrapadas" en la superficie. Como las Ondas Raleigh, la amplitud de las mismas decrece rápidamente con la profundidad (Sauter, 1989).

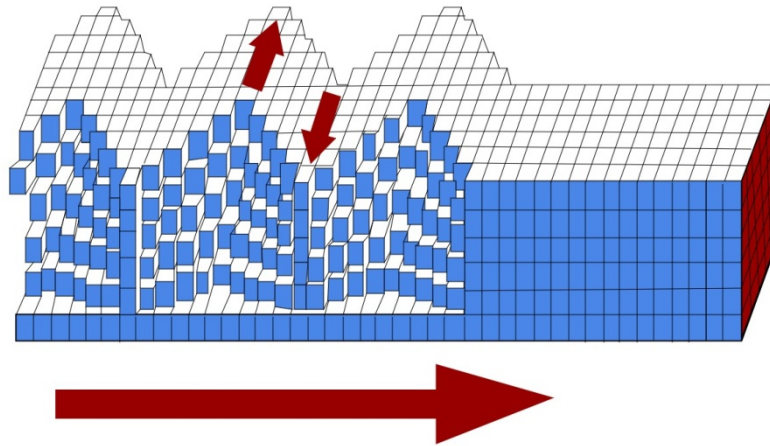


Figura 15. Modelo de propagación de las Ondas Love (<https://diccionario.geotecnia.online/?s=ondas+love>).

2.3.2. Magnitud Momento (M_w)

El principal parámetro que interesa conocer al ocurrir un sismo, es la magnitud junto con la localización, el tipo de sismógrafo con el que se registra el movimiento en el suelo, la distancia del epicentro o el tipo de onda para medir la amplitud del movimiento son unos de los factores principales para que se utilicen muchas escalas para medir la magnitud, pero en los últimos años, ha habido un consenso para utilizar la escala de magnitud momento (M_w) (Peláez, 2011).

La magnitud momento es la escala más utilizada hoy en día, en especial para valores altos de magnitud, es una escala logarítmica y está basada en la medición de la energía total que se libera en un sismo, una de las desventajas de utilizarla es que no refleja con exactitud la energía elástica radiada en el foco, esto debido a que depende de la caída de los esfuerzos de fallas, por lo cual la magnitud momento se calcula por la caída de esfuerzos constantes (Peláez, 2011). La magnitud momento fue definida por Kanamori (1977), con las ecuaciones de la siguiente manera:

$$\text{Ecuación 1: } \log_{10} M_o \cong 1.5 M_w + 9.1$$

$$\text{Ecuación 2: } \log_{10} E_s \cong \log_{10} M_o - 4.3$$

$$\text{Ecuación 3: } \log_{10} L \cong 0.5 M_w + 1.1$$

Donde M_0 es llamado el momento sísmico, expresado en Nm, este se define con la siguiente expresión:

$$\text{Ecuación 4: } M_0 = \mu \cdot D \cdot A$$

Donde:

- μ = rigidez de las rocas
- A = área estimada de ruptura entre los bloques
- D = distancia a la que un bloque se desliza a lo largo de una zona de falla con respecto a otro bloque.

2.3.3. Microtremores

Los Microtremores son las pequeñas vibraciones que se producen en la superficie terrestre en el orden de los micrómetros. La fuente sísmica de los microtremores consiste en el ruido sísmico ambiental y puede ser originado por dos tipos de fuentes, naturales y artificiales. Por ejemplo, las fuentes de microtremores de origen natural son de baja frecuencia, y estas perturbaciones son provocadas por la lluvia, corrientes de agua, el oleaje, el viento y tienen un periodo largo >1 (seg) y de baja frecuencia <1 (Hz). El otro tipo de fuente de microtremores son las fuentes artificiales, por ejemplo la actividad humana como el tránsito vehicular, fábricas, entre otros, estos son de periodo corto <1 (seg) y de alta frecuencia >1 (Hz) (Figura 16).

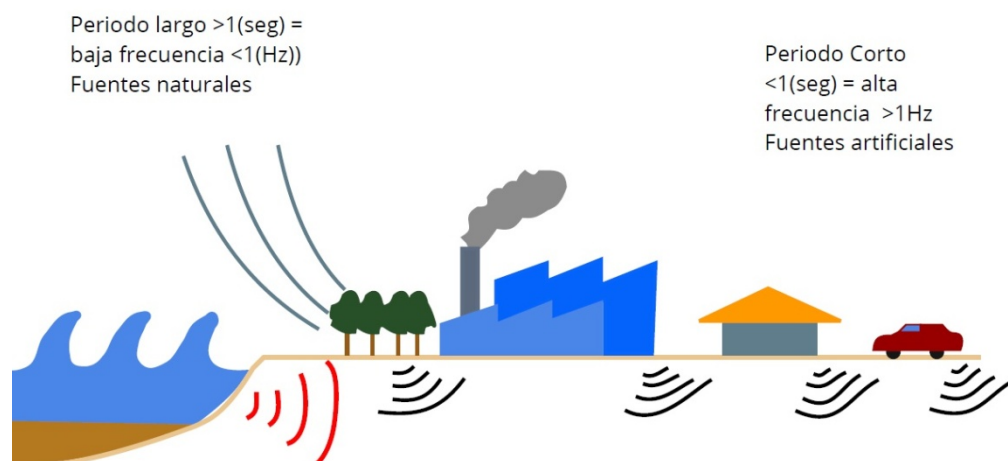


Figura 16. Microtremores pequeñas vibraciones producidas por Fuentes Naturales y Artificiales (Hamanaka, et al., 2014).

Normalmente los microtemores no son percibidos por el hombre por lo que requiere de un equipo muy sensible y de gran amplificación para su registro. La importancia del estudio de los microtemores radica en lo numerosos que son, por lo que permite estudiar mejor algunos aspectos del fenómeno sísmico (Herráiz, 2011).

El uso de microtemores posee dos principales ramas, mediciones en arreglos en uno o dos dimensiones y uso de una sola estación, de la primera de estas, se obtienen curvas de dispersión, mientras que de la segunda se estima el periodo fundamental de vibración y la amplificación del suelo (Nakamura, 1989).

2.3.4. Efecto de Sitio

Se conoce como Efecto de Sitio a la respuesta sísmica del terreno con características diferentes, con respecto al entorno regional, en base a su amplitud, duración o contenido de frecuencia en un área relativamente reducida (SINAPRED, 2004)

El Efecto de Sitio se refiere a la influencia de las propiedades geotécnicas, geológicas y topográficas de la superficie del terreno, en la intensidad de los sismos y sus características de movimiento, en la amplitud de las Ondas Sísmicas y todas las particularidades del movimiento en superficie como su amplitud duración y contenido de frecuencia. El Efecto de Sitio se manifiesta en los estratos de la superficie, por eso es necesario determinar la respuesta dinámica de la estratigrafía de una zona (Hernández, 2009).

Se pueden clasificar en dos tipos que son la amplificación del movimiento de cuerpos sedimentarios superficiales y la amplificación relacionada con la topografía superficial (SINAPRED, 2004).

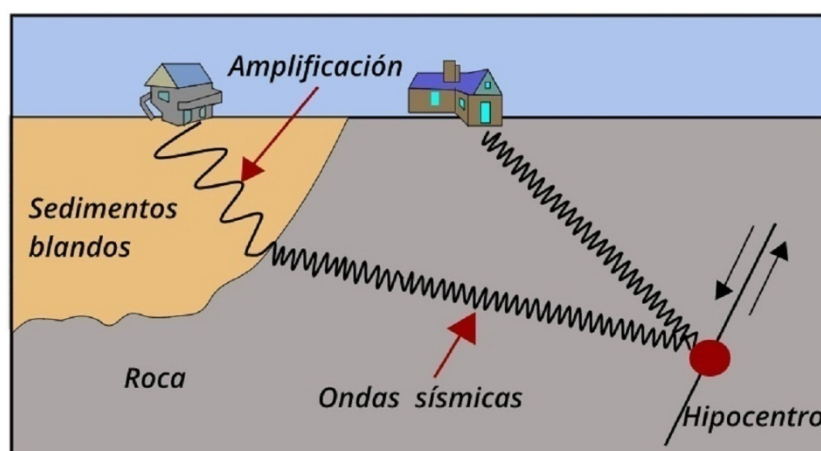


Figura 17. Comportamiento de las Ondas Sísmicas en la roca sólida y en sedimentos desde su hipocentro (http://www.lis.ucr.ac.cr/mapas/2012-09-05-10:20:21/ef_sitio/index.php).

Existen varias técnicas para estimar el nivel de amplificación del suelo o efecto de sitio. En la figura (Figura 18) se presentan ejemplos de resultados obtenidos al dividir las componentes horizontales entre la componente vertical (Técnica de Nakamura H/V). Dando como producto gráficos similares en los que si el suelo es muy firme o roca sólida, los valores pico estarían ubicados hacia la izquierda (períodos cortos inferiores a 0.4 s). Si el suelo es blando, los valores máximos se ubican hacia la derecha (períodos largos mayores a 0.4 s).

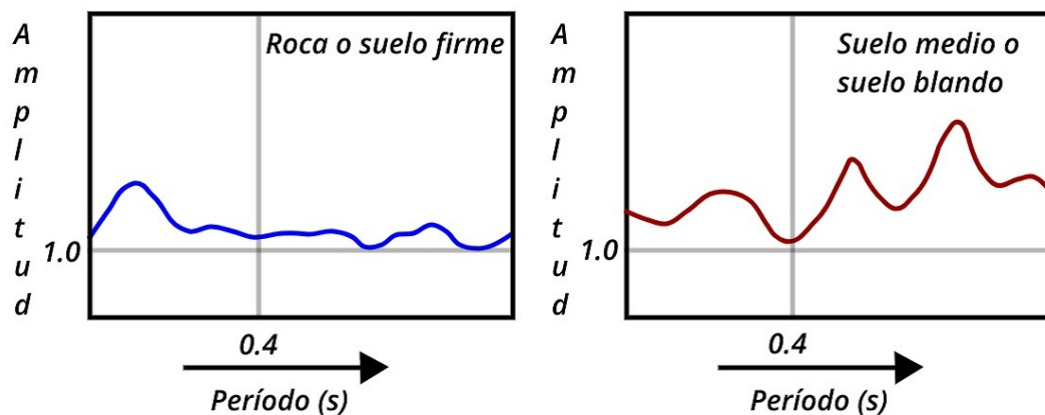


Figura 18. Diferencia de amplitud de la Onda Sísmica en roca firme y en suelos blandos (http://www.lis.ucr.ac.cr/mapas/2012-09-05-10:20:21/ef_sitio/index.php).

2.3.4.1. Evaluación del Efecto de Sitio

Generalmente para realizar la evaluación de los efectos locales de un sitio se deben tomar en cuenta aspectos como geomorfología, topografía, geología, tectónica, sismicidad y geotecnia, teniendo disponible la información necesaria, es posible ubicar puntos de interés en un área para registrar los movimientos sísmicos del terreno (Romero, 2005), a esto puntos de interés se le conocen como micro-zonas o zonas de gran potencial sísmicos (González, López, & Moscoso, 2017). Para evaluar el comportamiento de las micro-zonas se necesitan estudios geofísicos que general se dividen en los métodos de evaluación empírica y teórica.

Este estudio se evaluó con el método empírico de la Técnica de Nakamura o Cociente Espectral H/V. Los métodos empíricos permiten determinar periodos dominantes y amplificaciones relativas de vibración del suelo, mientras que los métodos teóricos

analizan la respuesta de sitio basado en una descripción detallada de los estratos del suelo y las fuentes sísmicas (González, López, & Moscoso, 2017).

2.3.5. Parámetros Dinámicos del Suelo

2.3.5.1. Amplificación

En física la amplitud de un movimiento oscilatorio, ondulatorio o señal electromagnética es una medida de la variación máxima del desplazamiento u otra magnitud física que varí aperiódicamente o casi periódicamente en el tiempo. La amplificación es la distancia entre el punto más alejado de una onda y el punto de equilibrio.

En los suelos blandos se registran amplitudes sísmicas más altas que sobre estratos rocosos, debido a que en las capas superficiales las ondas sísmicas sufren cambios muy significativos, estos porque en el subsuelo se presentan como un depósito de estratos con diferentes propiedades mecánicas y dinámicas cuya base es la formación rocosa (González, López, & Moscoso, 2017). En zonas rocosas y de suelo firme no existe amplificación de la onda sísmica y se consideran zonas aptas para la construcción.

2.3.5.2. Período

Es el tiempo que tarde en vibrar el suelo cuando se genera un movimiento sísmico. En física, el período de una oscilación u onda (T), es el tiempo transcurrido entre dos puntos equivalentes de la onda. Es el mínimo lapso que separa dos instantes en los que el sistema se encuentra exactamente en el mismo estado: mismas posiciones, mismas velocidades, mismas amplitudes. Así, el periodo de oscilación de una onda es el tiempo empleado por la misma en completar una longitud de onda (Cantos, 1973).

El periodo fundamental del suelo (T_s), es uno de los indicadores más usados mundialmente para estimar los efectos locales de los suelos, al ser sometidos a cargas dinámicas.

En muchas ocasiones se han podido asociar estos efectos a los daños observados en edificaciones, debido principalmente al fenómeno de resonancia en el cual tanto el suelo como la estructura oscilan en forma sincronizada y esta última se ve sometida a mayores esfuerzos y desplazamientos, los cuales pueden producir el colapso de la infraestructura (Cantos, 1973).

2.3.5.3. Frecuencia

Es la frecuencia de la onda registrada, es decir, el número de ciclos por segundos, es más útil medirla por la cantidad de milisegundo que hay entre dos valles o cresta de una onda (Cantos, 1973).

2.3.6. Fenómeno de Resonancia

El Fenómeno de Resonancia es el que se produce cuando el suelo tiene un periodo de vibración natural que coincide con el periodo de vibración de una estructura, en el cual una fuerza relativamente pequeña aplicada en forma repetida hace que una amplitud de un sistema oscilante se haga muy grande. En estas circunstancias el cuerpo vibra aumentando de forma progresiva la amplitud del movimiento tras cada una de las actuaciones sucesivas de la fuerza (Beles, Ifrim, & García, 1975).

Cada estructura cuenta con un periodo natural (o frecuencia natural) inherente a sí misma, al entrar la estructura en un estado de vibración (por ejemplo: un movimiento sísmico, la fuerza del viento, mesa vibradora, un motor sobre una estructura que la soporte, etc.), éste generalmente hace que la estructura adopte un movimiento oscilatorio con una frecuencia determinada. Cuanto más se acerque el valor de la frecuencia generada por la vibración (variable) a la frecuencia natural de la estructura (fija), mayor será la intensidad con que se visualizará el fenómeno de resonancia, el cual se expresaría como movimientos oscilatorios con amplitudes máximas (grandes desplazamientos) en la estructura. El fenómeno de resonancia es sumamente perjudicial, porque exige demasiada ductilidad a la estructura, mucha más que la que ésta puede proveer, con lo que la estructura, naturalmente, buscará la forma de liberar la energía de un modo generalmente destructivo (Beles, Ifrim, & García, 1975).

2.3.7. Técnica de Nakamura

El efecto de las acciones sísmicas en las construcciones humanas es el resultado de la propia acción sísmica de la fuente, la atenuación de las ondas en su desplazamiento a través de la tierra y de lo que se conoce por Efecto de Sitio, además de la propia construcción. El Efecto de Sitio es la superposición de dos factores, efectos superficiales de suelo y topográficos. Los efectos topográficos son las amplificaciones o atenuaciones que localmente se perciben debidas a la resonancia de las ondas inducidas por la topografía del lugar. Por otro lado se conoce por efecto superficial de suelo, el aumento local de la vibración debida a la resonancia de los suelos situados encima del basamento rocoso.

Se define el efecto del suelo como el cociente entre el espectro de la componente horizontal de las Ondas Sísmicas en el sitio y este en el basamento rocoso debajo del sitio. A nivel práctico esto se realiza suponiendo, que las acciones sísmicas en el basamento rocoso y en un afloramiento cercano son iguales. La Técnica del Cociente Espectral se basa en la propiedad de la componente vertical no es amplificada al atravesar el suelo, por lo cual se puede considerar que el cociente entre la componente horizontal y vertical es un buen estimador del Efecto de Sitio. Nakamura propuso, que esto mismo se podría generalizar a lo que se conoce como ruido ambiental (Alfaro, Navarro, Sánchez, & Pujades, 1999).

El método propuesto por Nakamura en 1989, postula que las ondas que causan las vibraciones ambientales registradas en la superficie del suelo son de dos tipos: Ondas Superficiales (Ondas Raleigh específicamente) y Ondas de Cuerpo (Ondas P y S), pretendiendo eliminar el efecto de las Ondas Raleigh y considerando que los microtemores en la base rocosa son similares horizontal y verticalmente. Estos, son amplificados por las capas de suelo blando que yacen sobre el substrato rocoso y que se amplifican debido a multirreflexiones de la Onda S, mientras que los verticales lo hacen por multirreflexiones de la Onda P.

Según un estudio realizado por A. Alfaro, Navarro M, Sánchez J, Pujades, L.G., en 1999 titulado “Microzonificación Sísmica de Barcelona utilizando el Método de Nakamura Ventajas y Limitaciones”, el efecto de la Onda Raleigh aparece resaltado en el movimiento vertical. Asimismo, la magnitud de su efecto puede ser conocida de acuerdo a la relación entre el movimiento vertical en superficie y movimiento vertical en el afloramiento rocoso. Regularmente, el efecto de la Onda Raleigh cercano a cero cuando la relación es aproximadamente la unidad. En la medida en que la relación aumenta el efecto de las Ondas Raleigh pueden volverse crítico. La propuesta de Nakamura pretende eliminar este efecto.

Generalmente la función de transferencia S_T de estratos superficiales se define:

$$\text{Ecuación 5. } S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}$$

Donde S_{HS} y S_{HB} son los Espectros de Amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en la superficie y el incidente entre el basamento rocoso y las capas superficiales, respectivamente.

Sin embargo, el espectro de la componente horizontal en la superficie, S_{HS} , está afectado fácilmente por las Ondas Superficiales. Ya que en la mayoría de los casos el ruido artificial se propaga principalmente como Ondas Raleigh, probablemente S_{HS} se encuentra afectado por estas. El efecto de las Ondas Raleigh debe ser incluido en el espectro de la componente vertical del movimiento en la superficie S_{VS} , pero no en el espectro de la componente vertical del movimiento en el basamento S_{VB} (Alfaro, Navarro, Sánchez, & Pujades, 1999).

Nakamura asume que el movimiento vertical no se amplifica por las capas superficiales, E_S representa el efecto de la Onda Raleigh en el movimiento vertical:

$$\text{Ecuación 6. } E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}}$$

Si no hay Onda Raleigh, $E_S = 1$. Si se aumenta el efecto de la Onda Raleigh, E_S se hace mayor que la unidad.

Igualmente se asume que el efecto de la onda Raleigh es igual para las componentes vertical y horizontal, se considera que S_T/E_S , es una función de transferencia S_{TT} más fiable, después de eliminar el efecto de las ondas Raleigh:

Si:

$$\text{Ecuación 7. } S_{TT} = \frac{S_T}{E_S}$$

$$S_{TT} = \frac{R_S}{R_B}$$

Donde:

$$R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}$$

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}}$$

R_S y R_B obtenidas dividiendo el espectro horizontal entre el espectro vertical, para los microtemores en superficie y en el basamento. R_S está cerca de la unidad para un rango, relativamente amplio, de frecuencias, para registros obtenidos en afloramiento rocoso. Esto implica que para el basamento la propagación es la misma en todas las direcciones.

$$R_S \cong 1$$

Por lo tanto:

$$S_{TT} \cong R_S$$

Lo que significa que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada a partir, únicamente, del movimiento en superficie. En otras palabras, el movimiento vertical en la superficie retiene las características del movimiento horizontal en el substrato. Pero R_S se vuelve más o menos 1 en el rango de frecuencias donde la Onda Raleigh prevalece, y esto no es notorio en la función de transferencia estimada. Hasta este punto se asume que R_S incluye dicho efecto con lo cual se elimina el efecto de la Onda Raleigh. Sin embargo, es importante recordar que la exactitud de la estimación decae cuando existe un ruido coincidente con la frecuencia predominante de la función de transferencia estimada (Alfaro, Navarro, Sánchez, & Pujades, 1999).

R_B puede estar libre del efecto de las Ondas Raleigh y tener exclusivamente las características de un punto dado. Consecuentemente, una S_{TT} más fiable puede estimarse multiplicando por $1/R_B$ como un término de compensación cuando se suministra la información del basamento.

2.3.8. Modelado del subsuelo por el Método de Haskell

El Método de Haskell (1962), quien hizo correcciones del Método Matricial de Thomson (1950), por ello conocido anteriormente como el Método Thomson-Haskell, es un método que permite calcular la función de transferencia de una estratigrafía determinada. El método es ampliamente utilizado en sismología. Aunque el método solo admite estratos planos y paralelos, la solución satisface exactamente las condiciones de frontera en todo el dominio y permite considerar incidencia oblicua de Ondas SH (Ondas S polarizadas horizontalmente) (Romero, 2005).

Cuando se consideran varios estratos sobre un semi espacio, las ecuaciones de movimiento son distintas en cada estrato, pues de uno a otro varían las propiedades mecánicas. Ante la incidencia de Ondas Elásticas se deben resolver las ecuaciones y satisfacer las condiciones de frontera en las interfaces, si se desea conocer el movimiento en cualquier punto de la estratigrafía (Romero, 2005).

Es un modelo unidimensional para un medio estratificado y este aproxima un pico de período dominante de la Función de Transferencia Empírica (FTE) con la Función de Transferencia Teórica (FTT), por modelado directo. Este método requiere de ciertas

características de los estratos como espesor, velocidad de propagación de ondas y densidad. Para ello se hace uso del programa abierto Rayhvsh (Kiminobu E., 2004).

2.3.9. Velocidad de la Onda de Corte (V/s) (Clasificación por el Reglamento Nacional de la Construcción RNC-07)

La velocidad de la onda de corte es uno de los principales parámetros a analizar sobre el comportamiento dinámico de los suelos, debido a la información de la respuesta sísmica que brinda. Las normas internacionales National Earthquakes Hazard Reduction Programs (NEHRP, 2003), consideran esencial este parámetro en sitios de alta actividad sísmica. Para la clasificación de la velocidad de la onda de corte se consideran los primeros 30m de profundidad (Sandoval & Santana, 2016).

Clase de sitio	Descripción	Vs (m/s)
A	Roca dura	>1500
B	Roca	760 – 1500
C	Suelo muy denso / Roca suave	360 – 760
D	Suelo suave	180 – 360
R	Perfil de suelo	<180
F	Suelos que requieren evaluación específica	

Tabla 2. Clasificación de los suelos en los primeros 30 m de profundidad según National Earthquakes Hazard Reduction Programs (NEHRP, 2003).

Tomando en consideración el artículo 25 del Reglamento Nacional de la construcción (RNC – 07) donde establece que para tomar en cuenta los efectos de amplificación sísmica debido a las características del terreno, los suelos se dividirán en cuatro tipos, de acuerdo con las siguientes características (MTI, 2007):

- Tipo I: Afloramiento rocoso con $V_s > 750$ m/s
- Tipo II: Suelo firme con $360 < V_s \leq 750$ m/s
- Tipo III: Suelo moderadamente blando con $180 \leq V_s \leq 360$ m/s
- Tipo IV: Suelo muy blando con $V_s < 180$ m/s

Siendo V_s la velocidad promedio de la Onda de Corte calculada a una profundidad no menor de 10 m que se determinara como:

$$\text{Ecuación 8. } V_s = \frac{\sum_{n=1}^N h_n}{\sum_{n=1}^N \frac{h_n}{V_n}}$$

Donde:

- h_n = espesor del n – ésimo estrato
- V_n = velocidad de ondas de corte de n – ésimo estrato

- N = número de estratos

2.3.10.Método Eléctrico

El Método Eléctrico de prospección estudia por medio de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética. Es una modalidad de prospección en la cual se utiliza un equipo que inyecta corriente eléctrica a través de cables, electrodos dispuestos a lo largo de un perfil de medición con una separación constante de electrodos, dicha separación depende de la profundidad de que pretende estudiar, con el fin de conocer la variación de resistividad a lo largo del subsuelo.

Existen muchas modalidades en los métodos de exploración eléctrica del subsuelo, cada una de ellas con su propio campo de aplicación, sus ventajas y sus defectos. Un criterio importante es el que clasifica los métodos según el campo electromagnético que en ellos se estudian sea de origen natural, o se cree artificialmente para la prospección.

Otro criterio es el que considera si la información recogida se refiere a la vertical de un punto o se distribuye a lo largo de un perfil, dentro de un margen de profundidades aproximadamente constante. Además, es de interés conocer si en un método determinado el campo electromagnético es constante (corriente continua) o varía en el transcurso del tiempo (métodos de campo variable).

Teniendo en cuenta lo anterior, se presenta una clasificación de los métodos geo-eléctricos: A) Métodos de campo natural (Método del potencial espontáneo, de corrientes telúricas, magneto-telúrico, método AFMAG), B) Métodos de campo artificial, dentro de este se encuentran los métodos de campo constante (corriente continua), métodos de campo variable y los métodos de polarización inducida (Orellana, 1972).

Los Métodos Eléctricos van adquiriendo creciente importancia en la Geología aplicada, en donde las técnicas por resistividad son empleadas para determinar la profundidad a que se encuentran los lechos rocosos, al proyectar emplazamientos de presas o cimentaciones para otras obras de ingeniería. (Fuster & Martínez Strong, 1969).

Según Orellana en 1972 en su libro “Prospección Geoelectrica en corriente continua”, la información que los Métodos Geoelectricos nos brindan sobre el subsuelo puede utilizarse con diferentes fines, entre las aplicaciones más importantes se encuentran las siguientes:

- a). Investigaciones tectónicas para la búsqueda de petróleo y cuencas carboníferas.

- b). Estudios para la localización de agua subterráneas.
- C. Estudios complementarios para cartografía geológica bajo recubrimiento.
- d). Localización de yacimientos de otros minerales útiles, especialmente menas metálicas.
- e). Investigaciones de Cimentaciones para el campo de la Ingeniería Civil.
- f). Localización aproximada de materiales de construcción.
- g). Investigaciones a profundidad muy reducida para la localización de objetos y edificaciones enterradas, como guía y ayuda para las investigaciones arqueológicas.

2.3.10.1. Propiedades del Método Eléctrico

La aplicación de los métodos geoelectrónicos exige el conocimiento de las propiedades eléctricas de las rocas y de los minerales que las constituyen. Estas propiedades se expresan por medio de tres magnitudes físicas. Una es la resistividad eléctrica o inversa de la conductibilidad que condiciona la cantidad de corriente que atraviesa una roca al serle aplicada una determinada diferencia de potencial. Otra es la constante dieléctrica, que informa de la capacidad de un material para almacenar una carga eléctrica, y por último, la permeabilidad magnética que es una propiedad de las rocas relacionada a la inducción magnética y a la intensidad del campo magnético para atraer y hacer pasar a través de ella campos magnéticos (Orellana, 1972).

2.3.10.1.1. Resistividad Eléctrica

La aplicación de los métodos geoelectrónicos exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de sus minerales. Estas propiedades se expresan en tres magnitudes físicas que son la Resistividad Eléctrica ρ , la Constante Dieléctrica ϵ y la Permeabilidad Magnética μ (Orellana, 1972).

En física se conoce que la resistencia R de un conductor alargado y homogéneo de forma cilíndrica y prismática que se expresa en su ecuación:

$$\text{Ecuación 9. } R = \rho \frac{l}{s}$$

Donde l es la arista o generatriz del conductor y s su sección. La magnitud ρ es el cociente que depende de la naturaleza y el estado físico del cuerpo y recibe el nombre de resistividad. Sus dimensiones serán:

$$\text{Ecuación 10. } [\rho] = \left[\frac{R \cdot s}{l} \right] = [R] \cdot L = L^3 M T^{-3} I^{-2}$$

Ya que:

$$\{R\} = L^2 MT^{-3} I^{-2}$$

La Resistividad es la medida de la dificultad que encuentra la corriente eléctrica a su paso en un material determinado, a como igual se puede considerar como la facilidad a su paso (conductividad σ) (Orellana, 1972). La unidad de medida de la Resistividad según el Sistema Internacional será ohmio x metro ($\Omega \times m$). Resultando así el concepto de Conductividad, que sería el inverso de la Resistividad.

La Resistividad es la magnitud eléctrica más contrastante y más utilizada en los métodos de la geoelectricidad. Su finalidad es detectar y localizar cuerpos y estructuras geológicas basándose en su contraste resistivo, (Orellana, 1972). Los valores de resistividad de los materiales geológicos más característicos se presentan en la Tabla 3.

Minerales:	Resistividad ohm/cm
Galena	0,5 - 5,0
Pirita	0,1
Magnetita	0,6 - 1,0
Grafito	0,03
Sal gema (impura)	3×10^3 - 5×10^3
Serpentina	2×10^4
Siderita	7×10^3
Rocas ígneas:	
Granito	108
Granito	5×10^5
Diorita	106
Gabro	10^7 - $1,4 \times 10^9$
Diabasa	$3,1 \times 10^5$
Rocas metamórficas:	
Gneis Granatífero	2×10^7
Micacita	$1,3 \times 10^5$
Gneis Biotítico	10^8 - 6×10^8
Pizarra	$6,4 \times 10^4$ - $6,5 \times 10^6$
Rocas sedimentarias:	
Pizarra de Chattanooga	2×10^3 - $1,4 \times 10^5$
Pizarra Michigan	2×10^5
Conglomerados de Calumet y Hecla	2×10^5 - $1,3 \times 10^6$
Arenisca del Muschelkalk	7×10^3
Arenisca Ferruginosa	7×10^5
Caliza del Muschelkalk	$1,8 \times 10^4$
Marga	7×10^3
Sedimentos de Glaciares	5×10^4
Arena Petrolífera	4×10^2 - $2,2 \times 10^4$

Tabla 3. Resistividad de materiales rocosos típicos, (Fuster & Martínez Strong, 1969).

2.3.10.1.2. Conductividad

La Conductibilidad expresada numéricamente será el inverso de la Resistividad. Esta se expresa por la letra σ de modo que se tiene:

$$\text{Ecuación 11. } \sigma = \frac{1}{\rho}$$

Donde ρ es un coeficiente que depende de la naturaleza y estado físico del cuerpo considerado que recibe el nombre de Resistividad. La unidad de la conductividad según el Sistema Internacional es el ohm/m (Orellana, 1972).

Los cuerpos eléctricamente conductores lo son porque permiten el paso a través de portadores de cargas eléctricas. Estos portadores pueden ser electrones o iones, distinguiéndose dos tipos de conductividad: electrónica (metales y semiconductores) e iónica (electrolitos sólidos o dieléctricos y electrolitos líquidos).

2.3.10.2. Método de Tomografía Eléctrica

La Tomografía Eléctrica es un método Geoelectrico multielectrónico, basado en la modelación del terreno mediante el empleo de elementos finitos o diferencias finitas (técnicas numéricas). Este método se basa en obtener una sección 2-D de Resistividades Eléctricas del subsuelo, a partir de la cual se puede determinar la distribución en profundidad de formaciones geológicas, delimitar contactos y localizar estructuras geológicas (fallas y fracturas).

La Tomografía Eléctrica no es comparable a los métodos geofísicos convencionales, aunque las mediciones de campo se efectúen de manera similar. Sin embargo, este método geofísico exige el uso de instrumentos específicos capaces de realizar un gran número de medidas de forma rápida y fiable.

2.3.10.3. Modelo de Resistividad Eléctrica

La resistividad del terreno está relacionada a varios parámetros como lo es la presencia de minerales, contenido de fluidos, porosidad y grado de saturación de las rocas. Los estudios de resistividad dan una visión de la distribución de resistividades en el subsuelo. Para convertir la imagen resistiva en la imagen geológica, se debe tener conocimiento de la geología del área y de los valores típicos de resistividad para los diferentes tipos de materiales en el subsuelo.

El equipo utilizado para realizar mediciones de Tomografía Eléctrica fue el Terrameter LS propiedad de la UNAN-Managua. El programa de procesamiento de datos para la obtención de modelos de Resistividad es el RES2DINV, el cual determina un modelo matemático o una imagen bidimensional de resistividad del subsuelo.

En la figura 19 se muestra un ejemplo del resultado de un Modelo bidimensional de Resistividad Eléctrica del Subsuelo a partir de mediciones de Tomografía Eléctrica con su interpretación geológica, indicando su dirección (NW-SE), la distancia (m), profundidad (m) y la Resistividad del subsuelo en ohm/m. En los modelos de Resistividad Eléctrica del subsuelo los colores representativos de las diferentes resistividades se determinan gracias a la escala de colores de las Tomografías Eléctricas.

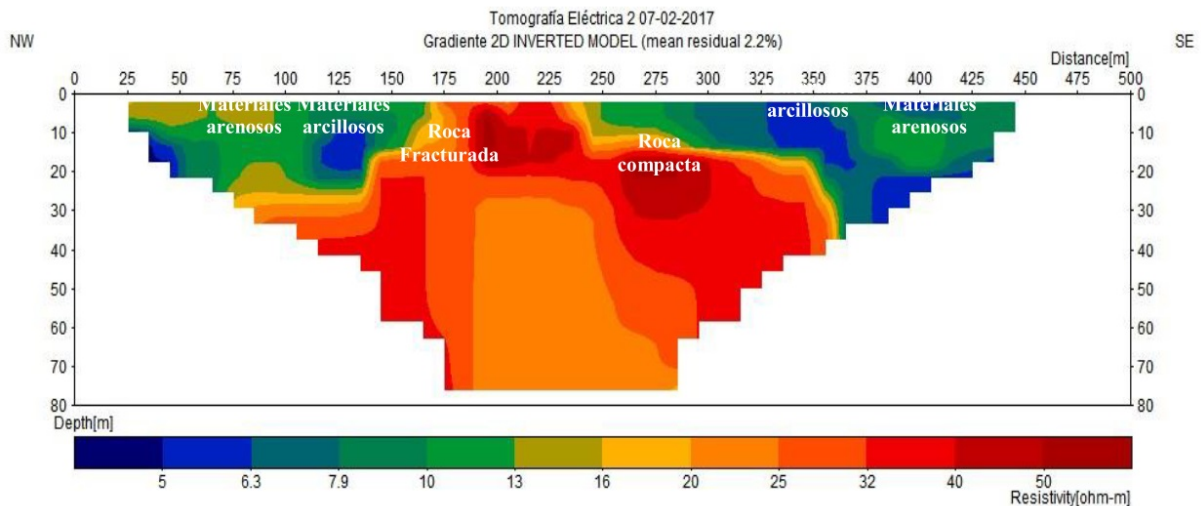


Figura 19. Ejemplo de un Modelo de Resistividad Eléctrica, (Sequeira & Zambrana, 2017).

2.4. Hipótesis

El área de estudio se ubica en la parte Sur-Oeste de Managua, en una zona de alta amenaza sísmica, por su cercanía al Sistema de Falla Zogaib al Oeste del sitio de investigación. Así mismo, la geología local se caracteriza por la presencia de material volcánico y suelos fósiles no consolidados del Cuaternario, por lo tanto las características propias del sitio presentan las condiciones favorables para que dicha falla pudiera ser fuente de sismicidad y darse posiblemente la amplificación de las Ondas Sísmicas o Efecto de Sitio en el suelo, en donde las edificaciones que se encuentran en el sitio de investigación pudieran sufrir graves daños en su infraestructura.

Determinar la respuesta de los suelos con respecto a los eventos sísmicos e identificar estructuras geológicas como fallas sísmicas, brindará información de las condiciones del terreno para zonificar y construir adecuadamente en dependencia de las características del sitio.

Capítulo III

3.1. Diseño Metodológico

3.1.1. Trabajo de Gabinete

Para este estudio fue necesario el proceso de recolección de información, a través de investigaciones y estudios previos realizados en el área, relacionados en la materia. Luego de realizar la investigación exploratoria y recopilar los datos del tema de interés, se analizó información de artículos científicos del Método de Nakamura, y Tomografía Eléctrica. Así mismo, se analizaron ortofotomapas e imágenes de satélites del área de estudio, Mapas Geológicos y Fallas Sísmica de Managua.

Se utilizaron herramientas de Microsoft Office 2013 como Word, Excel y Power Point para la redacción técnica y presentación de esta investigación, además de introducir coordenadas de puntos de mediciones por microtemores y tomografía eléctrica para obtener una base de datos, también se empleó software de Sistema de Información Geográfica (SIG), como ArcGis de ESRI y AutoCAD de AUTODESK.

3.1.2. Levantamiento de Campo

3.1.2.1. Levantamiento Geológico

En esta etapa se evaluaron y utilizaron todos los antecedentes de estudios geológicos del área de investigación; como fotografías aéreas, mapas bases con curvas de nivel y modelo de sombras del área de estudio que permita la observación de indicadores estructurales.

Se reconocieron estructuras geológicas, las cuales se caracterizaron en base a rumbo, buzamiento, y se describieron las unidades litológicas en los afloramientos del escarpe de Falla Zogaib, con el fin de realizar una columna litológica de la geología superficial de la parte Oeste del área de estudio. Se utilizaron herramientas para el trabajo de campo como brújula, GPS, piqueta, libreta de campo, cinta métrica y lupa (Figura 20).



Figura20. Herramientas de campo en geología (<https://colombia.bioweb.co/products/libreta-cosida-geologica?variant=610778489>).

Los aspectos litológicos fueron descritos en base al tipo de roca con respecto a su origen, tamaño de los granos, color, contenido mineral mediante una descripción macroscópica en las rocas muestreadas, para realizar los perfiles geológicos del sitio.

Cada litología y tipo de estructuras se dibujaron en perfiles independientes, en papel milimetrado, con las coordenadas de cada estación del lugar donde se hizo el levantamiento de cada perfil estratigráfico, para luego correlacionar cada perfil y obtener una columna general de todos los afloramientos y así pudimos obtener un mejor registro de la geología superficial de la zona.



Figura 21. Afloramientos de depósitos volcánicos y suelos fósiles en el escarpe de Falla Zogaib, con coordenadas N: 0579006 – E: 1338539 (WGS 1984 UTM zona 16N).

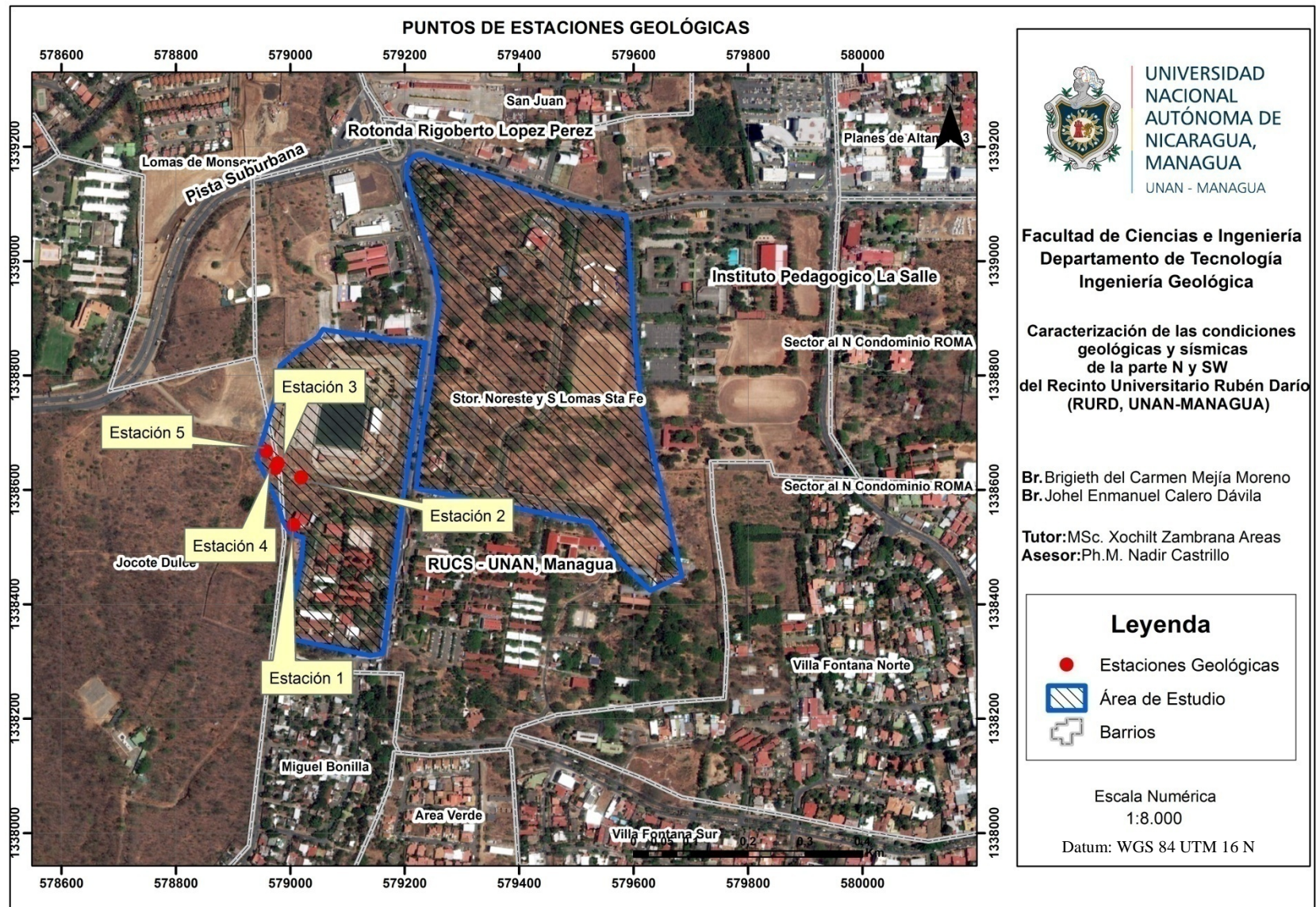


Figura 22. Puntos donde se realizó el levantamiento geológico ubicado en la parte W del Recinto Universitario RURD–UNAN, Managua (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).

3.1.2.2. Mediciones de Microtremores

En esta investigación se realizó el análisis de mediciones de microtremores mediante la Técnica del Cociente Espectral H/V o Técnica de Nakamura para estimar frecuencias, períodos y amplitudes de vibración de los suelos, con la finalidad de identificar estaciones de medición donde se presente Efecto de Sitio y para obtener un modelo geológico del subsuelo 1-D.

Estas mediciones fueron brindadas por el proyecto de investigación titulado “Estudio de Efecto de Sitio en el Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua”, que ha sido apoyado por la convocatoria Fondos para Proyectos de Investigación (FPI, UNAN-Managua), ejecutado por la tutora de esta tesis MSc. Xochilt Zambrana. En este proyecto se nos ha proporcionado datos de microtremores para el desarrollo de esta tesis monográfica. Los datos fueron levantados como práctica de campo en la clase de Sismología en el año 2016 en la etapa de trabajo de campo del proyecto y como práctica de la asignatura.



Figura 23. Mediciones de Microtremores por Método de Nakamura en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

El equipo empleado para la obtención de datos de microtremores fue McSEIS-MT NEO (ver Figura 24), el cual es un acelerómetro digital, que contiene tres sensores internos y le pueden ser acoplados tres sensores externos de periodo largo, además, se le integra un sistema de posicionamiento global (GPS). Este instrumento no requiere de una fuente sísmica artificial como el golpe de un martillo o detonación de explosivos para la

adquisición de información brindada por las vibraciones ambientales en el subsuelo, las cuales son producidas por ondas superficiales, generadas por actividad humana, tránsito vehicular, ruido de maquinarias, fenómenos naturales como el viento, mareas de los océanos y las variaciones en la presión atmosférica. Usando vibraciones ambientales de Microtremores se obtienen parámetros dinámicos del suelo como la Frecuencia Natural (F_0), Periodos Fundamentales (T_0) y Amplificaciones Relativas (A_r).

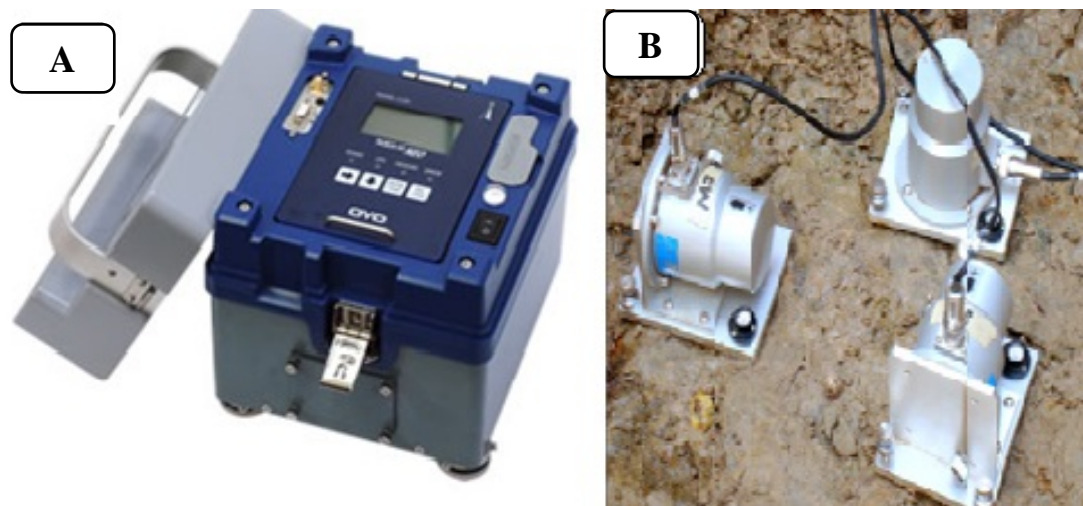


Figura 24. (A) Acelerómetro digital McSEIS-MT NEO, (B) Sensores sísmicos de largo período, empleado para registros de vibraciones en el suelo (<https://www.oyo.co.jp/english>).

Entre las especificaciones del equipo se encuentran:

Frecuencia	Rango Dinámico	Impedancia	Resolución de sensores	Sensibilidad
0.1-200 Hz	120 dB	1M Ω	1 μ G	>1500

Tabla 4. Especificaciones técnicas del equipo McSEIS-MT NEO.

Las mediciones de microtremores se ejecutaron en 64 puntos en el área de estudio (ver Figura 25), la separación entre cada punto es entre 25 a 50 metros, con un tiempo de medición estimado de 10 minutos para cada uno.

Los datos registrados se transfirieron a una computadora portátil para su análisis, visualizando los registros y seleccionando segmentos de datos que no estén contaminados por ruido que puedan afectar la estacionalidad de las señales esto con ayuda del programa Wavemic2009v4e.exe del Doctor Kiminobu Eto, 2004. Utilizando este programa de código abierto, visualizamos la forma de onda del registro de microtremor. Posteriormente, se estimó la transformada de Fourier de las componentes N-S, E-W del movimiento del suelo obteniendo curvas espectrales de cada registro de medición apoyados del programa FouSpMicGv4.exe (Kiminobu, 2004), con este mismo programa se calculó la Función de

Transferencia Empírica (período y amplitud), obteniendo el valor promedio de las componentes horizontales y verticales, que según Nakamura es la función de transferencia aproximada del suelo. Así también, se estimaron modelos de velocidades realizando la modelación directa del subsuelo e interpretaron desde el punto de vista geológico para obtener información en profundidad de la estratigrafía de la zona y estimar espesores de suelos blandos y estratos firmes.

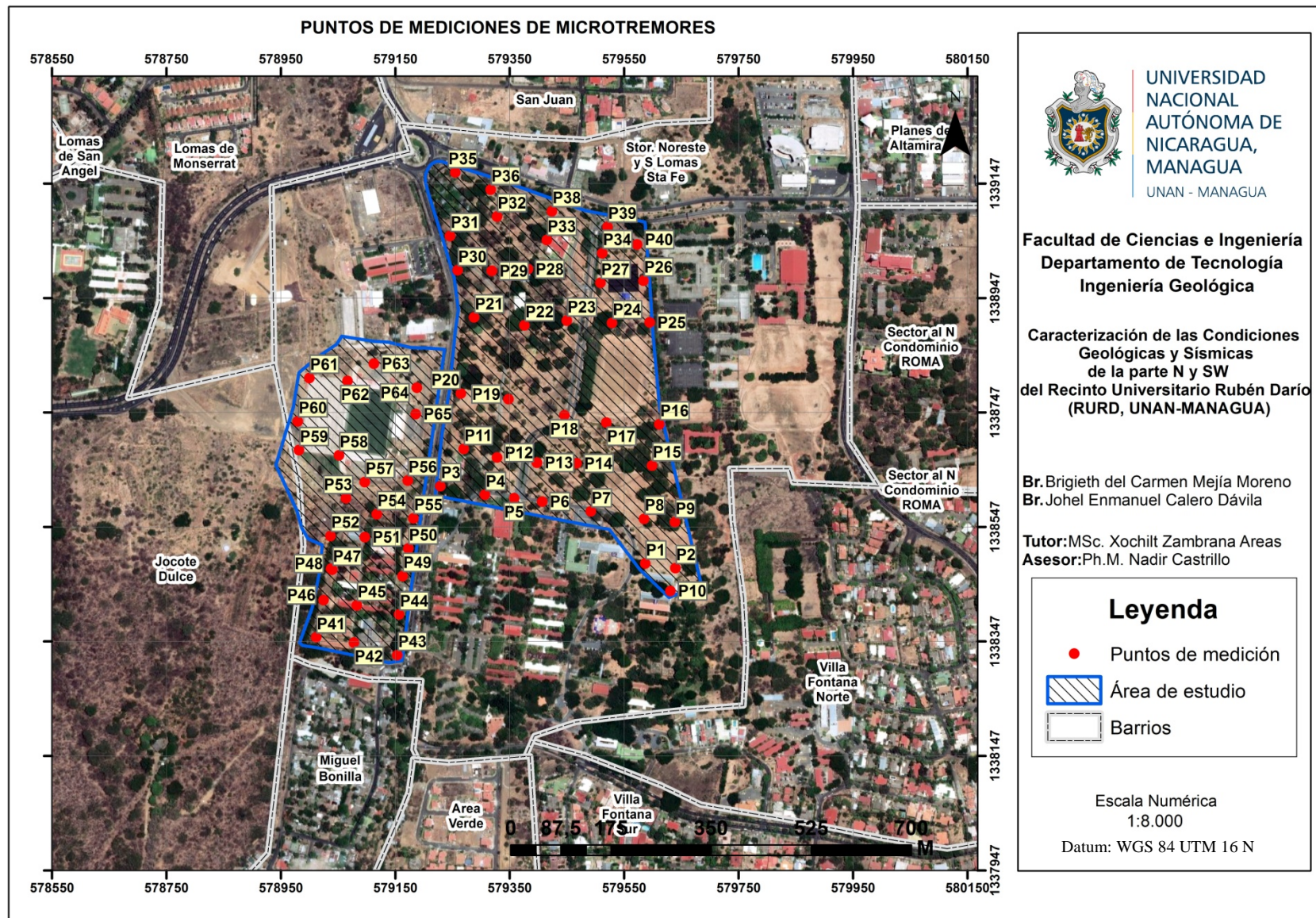


Figura 25. Puntos de mediciones de Microtremores en el área del Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua (Base de datos Cartográfica, INETER-2003)

3.1.2.3. Mediciones de Tomografía Eléctrica

La Tomografía Eléctrica es una técnica geofísica utilizada para el estudio del subsuelo determinando la distribución real de la resistividad en él, a partir de valores de resistividad aparente, obtenidos de mediciones realizadas en la superficie del terreno. Estudios con este enfoque requieren la obtención de un número muy elevado de datos, con un pequeño espaciado entre las mediciones para poder obtener la resolución lateral máxima.

En nuestra investigación se levantaron y procesaron datos geofísicos obtenidos mediante el método de Tomografía Eléctrica, con el objetivo de obtener modelos bidimensionales de resistividad del subsuelo e identificar anomalías geofísicas relacionadas con estructuras geológicas de fallamiento superficial y caracterizar la amenaza sísmica del terreno en el área Norte del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua). Los datos fueron obtenidos como parte de las Prácticas de Especialización de nuestra carrera, realizadas en IGG-CIGEO y este levantamiento de campo fue dirigido por el MSc. Lener Sequeira y la MSc. Xochilt Zambrana. De igual forma los datos de la adquisición de datos en conjunto fueron brindados para el desarrollo de esta tesis académica.



Figura 26. Mediciones Geofísicas por el método de Tomografía Eléctrica en la parte N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

En esta tesis monográfica se obtuvieron dos perfiles eléctricos con espaciamiento de 5 metros entre electrodos y una longitud de 150 metros, orientados E-W perpendiculares a la dirección preferencial de fallamiento en Managua. Las Tomografías Eléctricas tienen una separación de 20 metros entre cada perfil (Ver Figura 28).

Las Tomografías Eléctricas se adquirieron con el equipo Terrameter LS (Ver Figura 27). Este equipo, es un concepto completamente nuevo en cuanto a equipos geoeléctricos. Este equipo cuenta con una pantalla a color de gran tamaño (8,4 pulgadas), lo cual permite la visualización de los datos en campo en tiempo real.



Figura 27. Equipo Terrameter LS, empleado para obtener mediciones de Resistividad Eléctrica del subsuelo.

El programa utilizado para el procesamiento de los perfiles es el Res2DINV, el cual divide el subsuelo en una malla de bloques rectangulares y determina las resistividades de los bloques, creando un modelo de elementos finitos de la distribución de resistividad del subsuelo, dicho modelo es ajustado hasta calzar de manera iterativa con las mediciones de campo. La rutina de inversión utilizada por el programa es por el método de mínimos cuadrados, la cual es basada en una optimización de los datos, lo que permite reducir el tiempo de procesamiento, (Loke & Barker, 1996).

Tabla 5. Mediciones de Tomografía Eléctrica.

Nº de Tomografía Eléctrica	Dirección	Nº de electrodos	Espaciamiento entre electrodos	Extensión	Separación entre Perfil
TE1	E-W	31	5 m	150 m	20 m
TE2	E-W	31	5 m	150 m	20 m

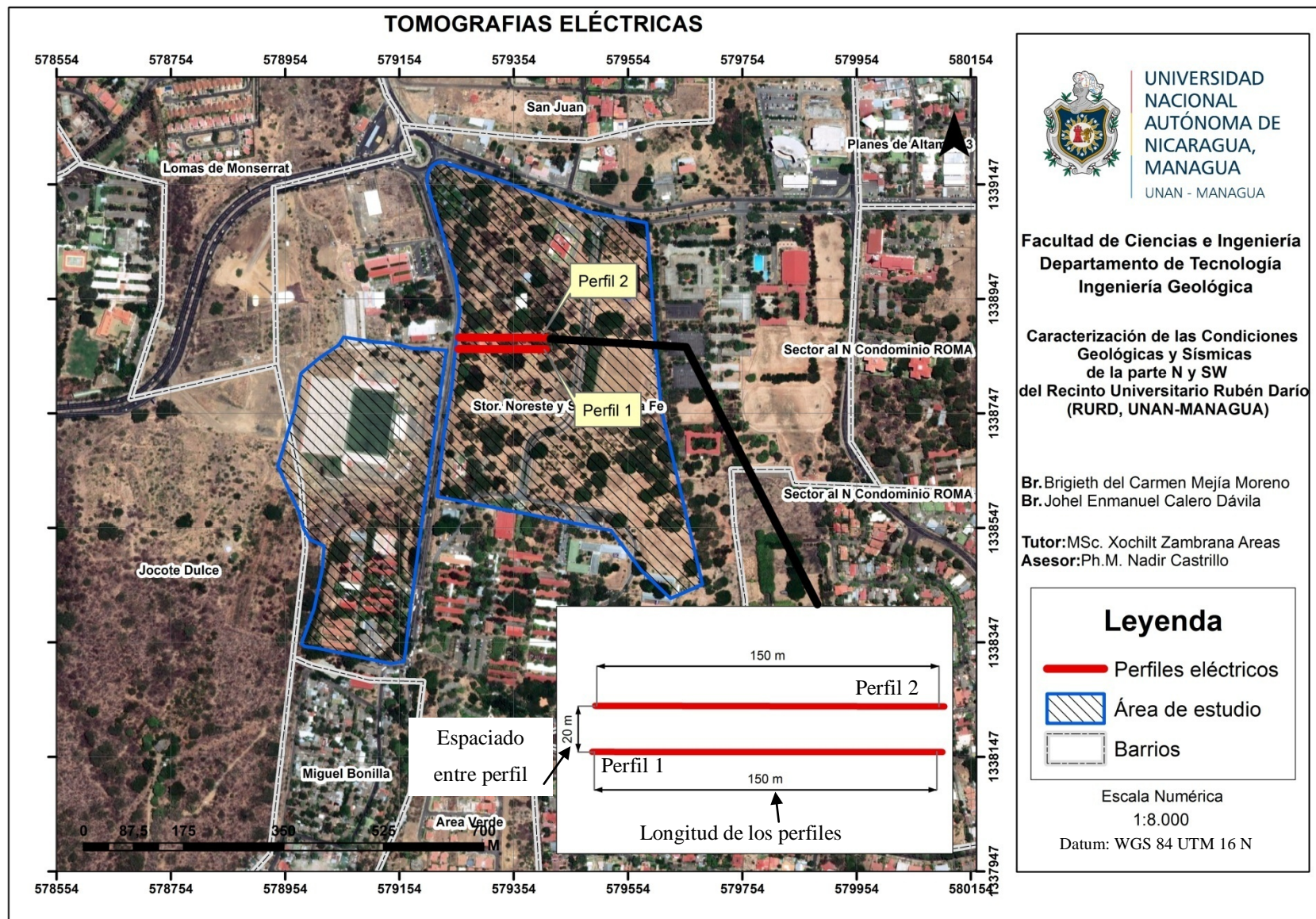


Figura 28. Mediciones de Tomografía Eléctrica con dirección E-W, localizada en el área N de la UNAN-Managua (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).

Capítulo IV

4.1. Análisis y Discusión de Resultados

Esta fase consistió en el análisis e interpretación de los resultados de campo. Se analizó en gabinete la información recopilada, definiendo el programa general del trabajo y la metodología específica a seguir para el cumplimiento de los objetivos propuestos. Se utilizaron diferentes metodologías que incluyeron el análisis e interpretación de datos geofísicos utilizando programas de código abierto y correlacionando los mismos para la interpretación geológica.

4.1.1. Geología Local

4.1.1.1. Descripción de datos estratigráficos de la zona

Los datos geológicos del área de estudio fueron tomados en los afloramientos que se presentan al W del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD-UNAN, Managua), se realizó primeramente un reconocimiento del área para observar los puntos donde los afloramientos se presenten con mayor claridad, determinando así 5 estaciones claves para la toma de datos (Ver Tabla 6).

Estación	Coordenada		m.s.n.m	Error (m)
	Norte	Este		
1	0579006	1338539	202	3
2	0579019	1338622	204	3
3	0578978	1338647	209	3
4	0578974	1338638	213	3
5	0578958	1338668	213	3

Tabla 6. Coordenada de las estaciones de toma de datos geológicos del área de estudio (WGS 1984 UTM zona 16N).

Posteriormente se procedió visitar los puntos ya establecidos permitiendo así la observación directa de datos geológicos, y posteriormente clasificar los horizontes según su origen (Ver Figura 40). A continuación se describe cada depósito desde la capa basal hasta la capa superior, en ese orden, según la recopilación de información obtenida en campo:

4.1.1.1.1. Suelo Fósil (Psf2)

Sin espesor aproximado puesto que no toda la capa se encuentra expuesta. Es un depósito de suelo fósil arenoso-gravoso muy meteorizado, contiene fracturas rellenas por carbonato de calcio, la capa es de color café claro y presenta fragmentos de pómez muy intemperizado. En su parte superior presenta clastos de un tamaño variable entre 10 a 20 mm, sobreyaciendo a este suelo fósil se encuentra un depósito de oleada piroclástica.

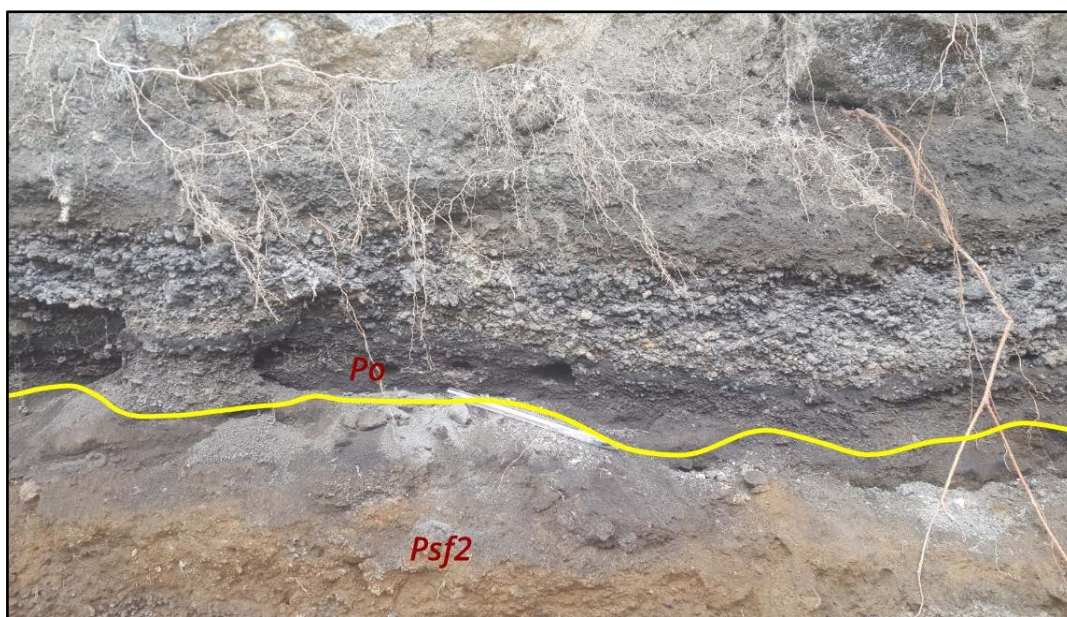


Figura 29. Contacto del suelo fósil con el depósito de oleada piroclástica, en este último donde se observa las capas con gradación inversa, esto se presenta en la primera estación con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.

4.1.1.1.2. Depósito de Oleada Piroclástica (Po)

Esta capa constituye un depósito volcánico de tipo oleada piroclástica, estratificado, conformado por 4 pequeñas capas volcánicas intercaladas de ceniza, escoria, ceniza y escoria. Todo el horizonte tiene un espesor aproximado de 0.55 m.

Capa 1 (C1): Capa de ceniza de 14cm, de color gris claro, intemperizado y con algunos fragmentos de hasta 30 mm de escoria.

Capa 2 (C2): capa de escoria de 12 cm aproximadamente, de color gris oscuro y fragmentos angulosos y sub-angulosos.

Capa 3 (C3): Capa de ceniza con un espesor promedio de 9cm, de color gris claro, bastante suelta.

Capa 4 (C4): Capa de escoria con espesor promedio de 8cm, con fragmentos angulosos y sub-angulosos de tamaño lapilli de textura vesicular y composición básica.

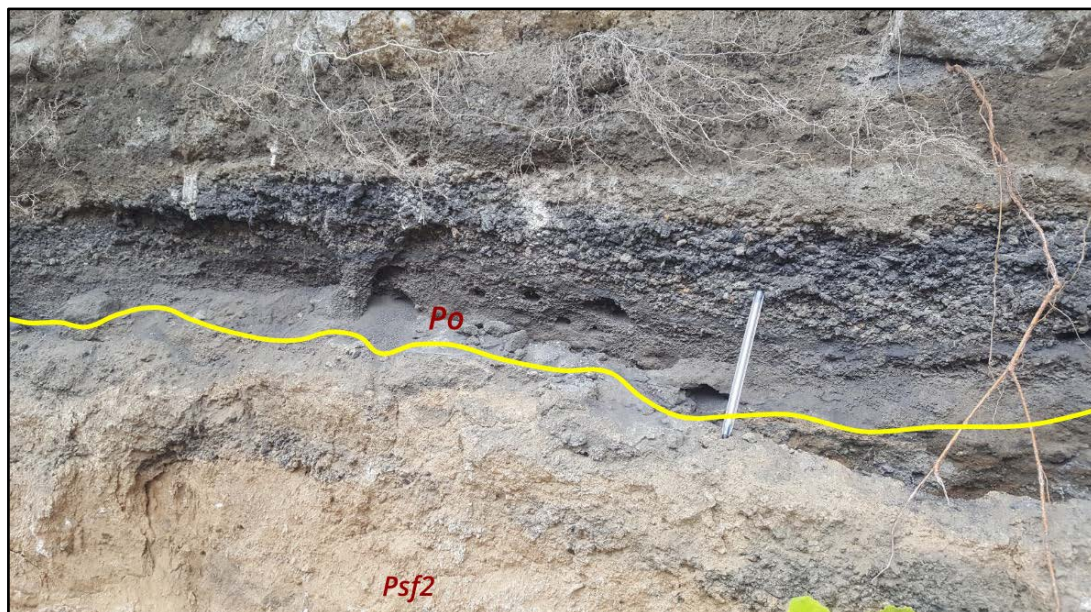


Figura 30. Depósito de oleada piroclástica con el límite de cada una de las pequeñas capas de escoria y ceniza que lo compone, sobreyaciendo a la segunda capa de suelo fósil del pleistoceno encontrada. Coordenadas: Norte: 0579006 - Este: 1338539.

4.1.1.1.3. Depósito de Flujo de Ceniza (Pfc)

El espesor de este depósito es aproximadamente de 8 m, este se encuentra en la primera estación localizada próxima a la Unidad de Transferencia del RURD, UNAN-Managua, y segunda estación ubicada contigua a las graderías W del estadio Nacional de Fútbol. Este es un flujo de ceniza bien compactado, se encuentra muy fracturado debido a la meteorización, en la parte inferior se observan fracturas rellenas por carbonato de calcio, teniendo un color gris, presenta fragmentos de pómez y de escoria tamaño lapilli de composición básica, los cuales son redondeados y sub redondeados lo de indica que sufrió transporte terrestre y contiene pisolitos de aproximadamente 7 mm en la parte superior. Esta capa se encuentra sobreyaciendo a la capa de oleada piroclástica antes mencionada.

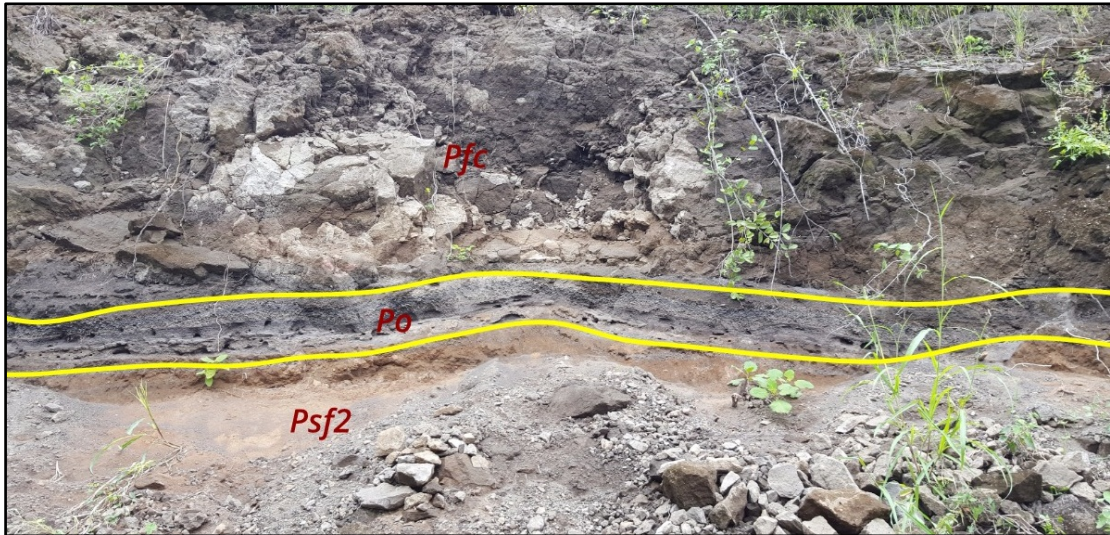


Figura 31. En la primera estación se logra observar estos tres depósitos, en la cual Pfc se presenta muy fracturado (coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539).

4.1.1.1.4. Suelo Fósil (Psf1)

Consiste en un suelo fósil muy meteorizado e intemperizado de color amarillento ocre, de un espesor de hasta 2.65 m, este suelo fue producto del intemperismo y meteorización, el tamaño de sus componentes son de grava, arena, limo y fragmentos volcánicos de roca tamaño lapilli, redondeados y sub-angulosos, se pueden ver fracturas conjugadas en forma diagonal rellenas por carbonato de calcio, este se encuentra sobreyaciendo al flujo de ceniza (Pfc).

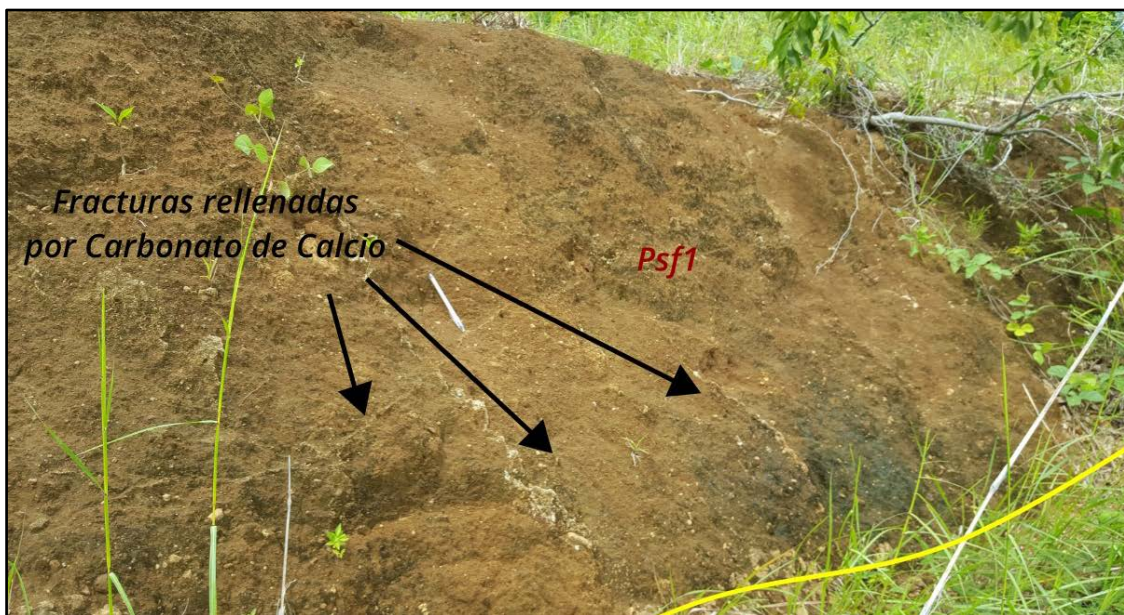


Figura 32. Este capa de suelo fósil, presenta fracturas rellenas por carbonato de calcio, sin un patrón específico de dirección, coordenadas Norte: 0578978 – Este: 1338647.

4.1.1.1.5. Pómez de Apoyo (Ppa)

Este depósito consiste en una capa de Pómez de caída, de color rosa, tiene hasta 0.44 m de espesor, se presenta muy vesicular, esta no se encuentra compactada, sus fragmentos son angulosos y sub-anguloso de tamaño lapilli, de aproximadamente 30 mm, con alteraciones de carbonato de calcio, se presenta con gradación inversa, Bice, (1985), la define como un raro depósito de pómez por su matiz rosaceo.

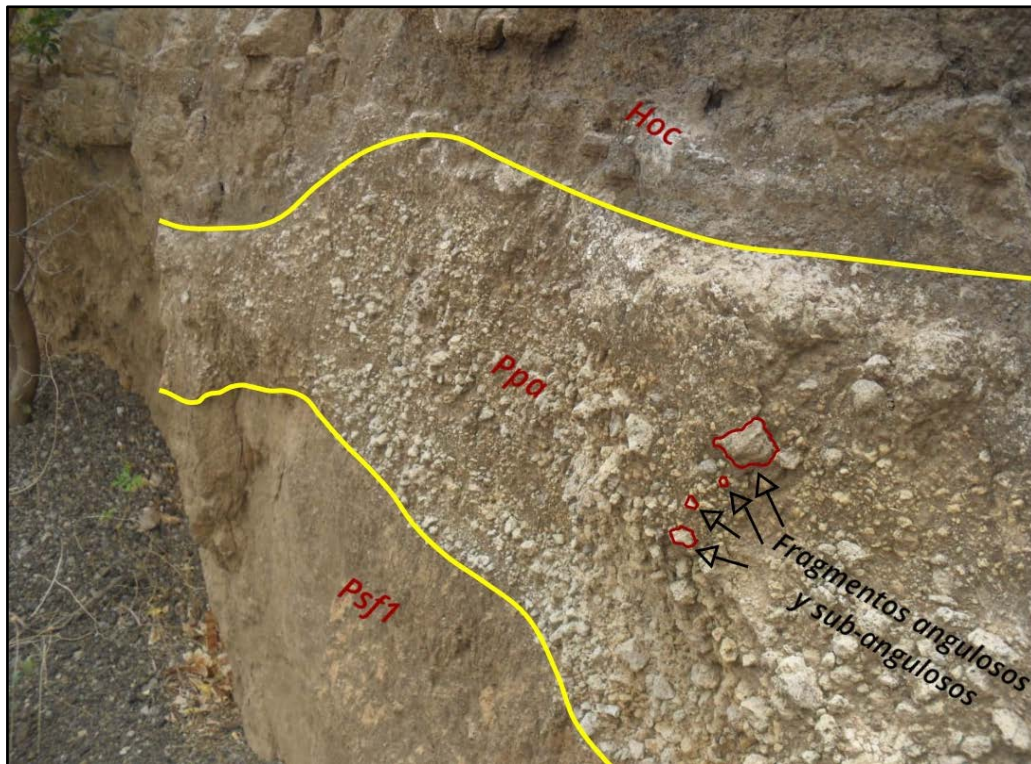


Figura 33. Contacto de la pómez de Apoyo con son suelo fósil en su parte inferior y oleadas piroclásticas de ceniza en su parte superior, esto se presenta en la cuarta estación con coordenadas Norte: 0578974 – Este: 1338638.

4.1.1.1.6. Depósito de Oleada Piroclástica (Hoc)

Es un depósito de oleada piroclástica con una secuencia de 1.70 m estratificado, de hasta 21 capas de ceniza fina bien compacta de color gris en toda la unidad, con fracturas rellenas de carbonato de calcio. En la parte inferior se observan intercalaciones de ceniza fina compactada y ceniza suelta muy meteorizada, en la parte intermedia se observan formaciones de pisolitos de tamaño variable y en la parte superior la ceniza se encuentra más fina y suelta debido a la meteorización.

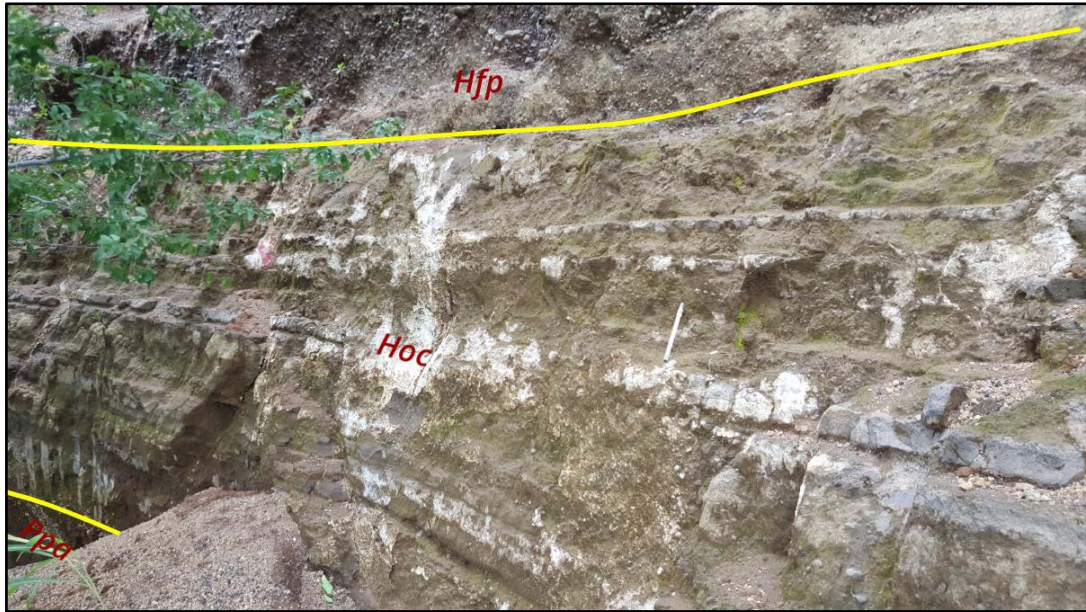


Figura 34. Depósito de oleada piroclástica, en contacto en su parte inferior con la pómez de Apoyo, con coordenadas Norte: 0578974 – Este: 1338638.

4.1.1.1.7. Depósito de Flujo Piroclástico (Hfp)

Es un horizonte de flujo piroclástico hasta 2.20 m de espesor de fragmentos angulosos de Lapilli y bloque de hasta 15 cm de composición básica, sus fragmentos son juveniles, accidentales, este depósito se presenta con gradación inversa, se encuentra bastante suelto y de tonalidades gris y negro, los fragmentos de este depósito son bastante vesicular.

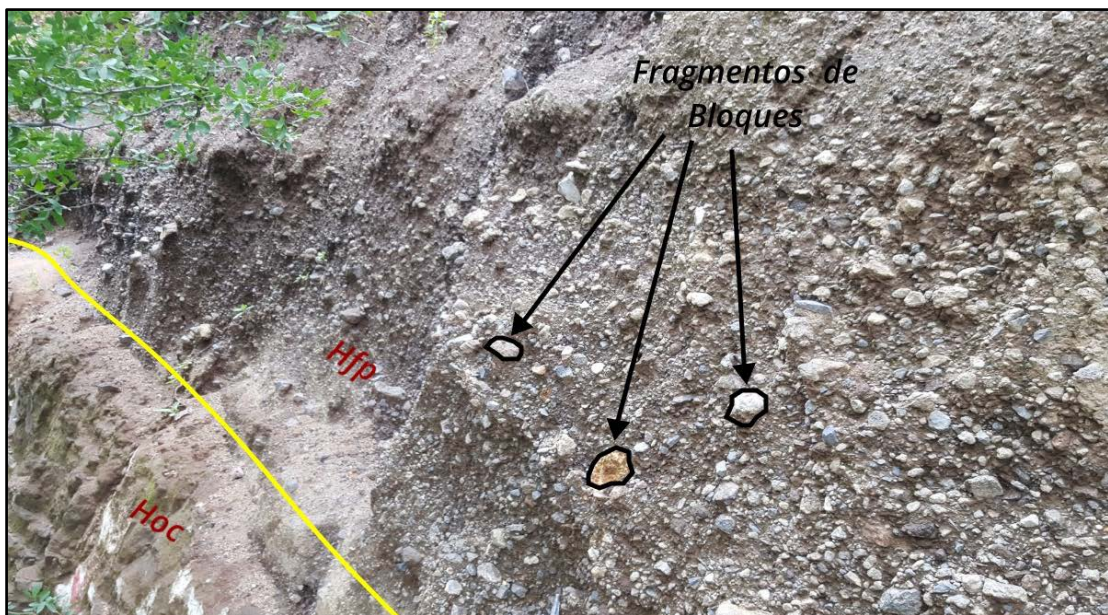


Figura 35. Este depósito de caída de bloques se presenta con fragmentos angulosos, este con coordenadas Norte: 0578974 – Este: 1338638.

4.1.1.1.8. Suelo Fósil (Hsf2)

Suelo fósil de 1.30 m de espesor, se encuentra muy suelto, es de color amarillo, contiene líticos de lapilli en todo el horizonte bien distribuidos, bastante meteorizados, y fragmentos de Pisolitos en su parte intermedia, este depósito se observa en la cuarta y quinta estación de estudio geológico.

4.1.1.1.9. Depósito de Caída de Escoria (Hce)

Este depósito de 1.80 m de espesor de escoria fina suelta, es de color gris claro, en la parte inferior, contiene fragmentos tamaño lapilli de color negro muy vesicular. Esta capa de escoria contiene intercalación de carbonato de calcio, y líticos angulosos de bombas de 20 y 40 cm, es un horizonte con gradación inversa.

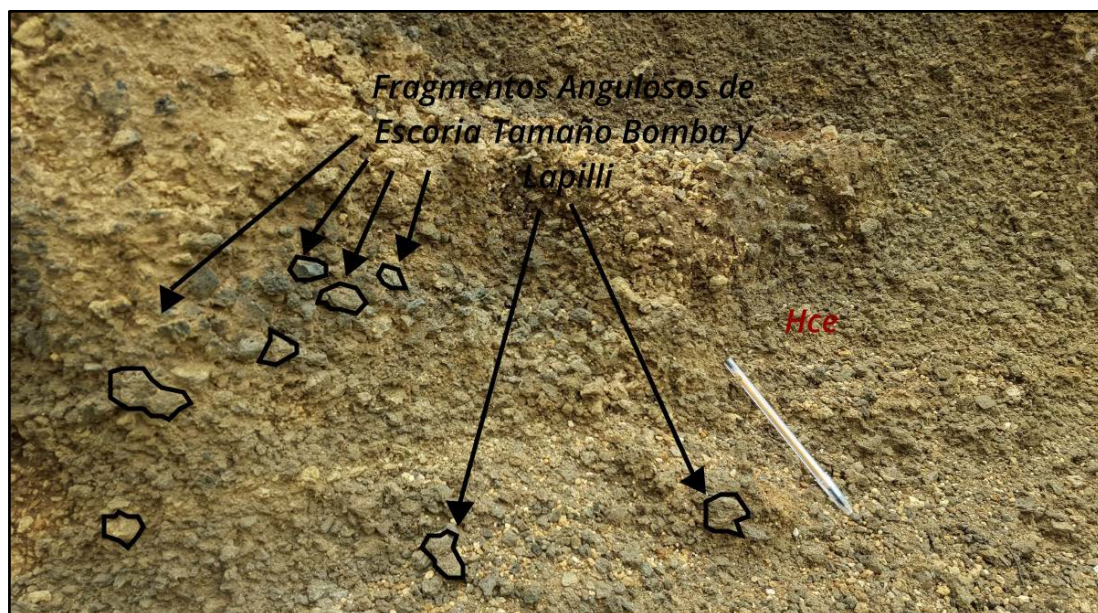


Figura 36. Depósito piroclástico de caída de escoria con fragmentos angulosos tamaño lapilli y bomba, coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.

4.1.1.1.10. Suelo Fósil (Hsf1)

Es un suelo fósil de 1.20 m de espesor, de color café claro, arenoso gravoso, este no se encuentra compactado, contiene líticos tamaño lapilli en su parte inferior y en su parte superior fragmentos de Pómez.

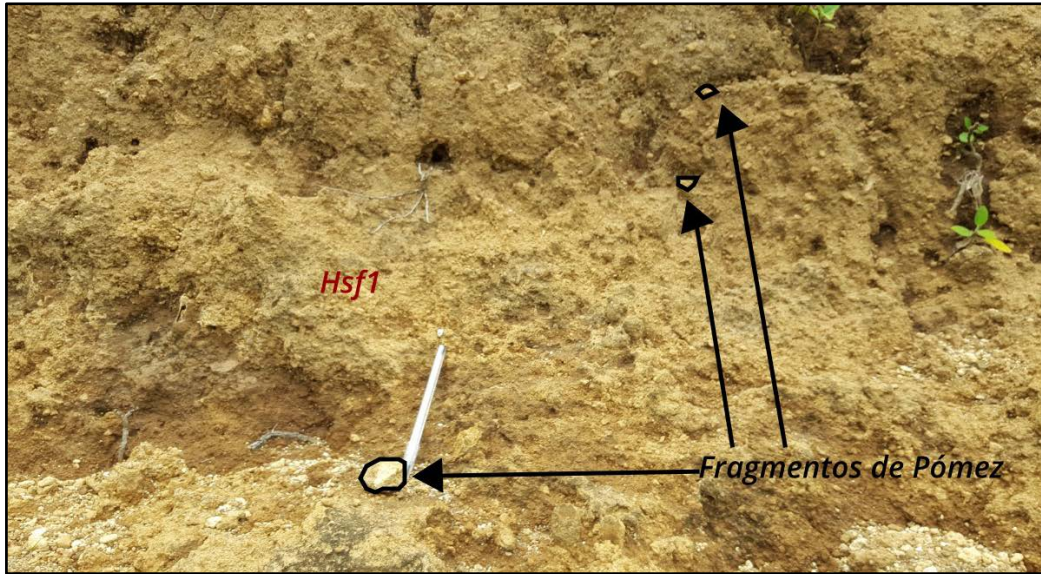


Figura 37. Suelo fósil que se encuentra limitado en su parte inferior por Hce y en su parte superior por Haq, con coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.

4.1.1.1.11. Pómez de Apoyeque (Haq)

Este depósito de caída de pómez de 0.46 m de espesor observado, se presenta con gradación inversa en la parte inferior y es de color blanco, en la parte superior adquiere un tono amarillo y no se encuentra consolidado debido a la meteorización, sus fragmentos de pómez tienen un tamaño entre 30 y 40 mm y son su-redondeados y sub-angulosos. El espesor observado en este estudio se asemeja al encontrado por Altamirano, 1998, en el que observa un espesor de 0.40 m de este depósito de pómez de Apoyeque, en Villa Fontana (ver figura 38).

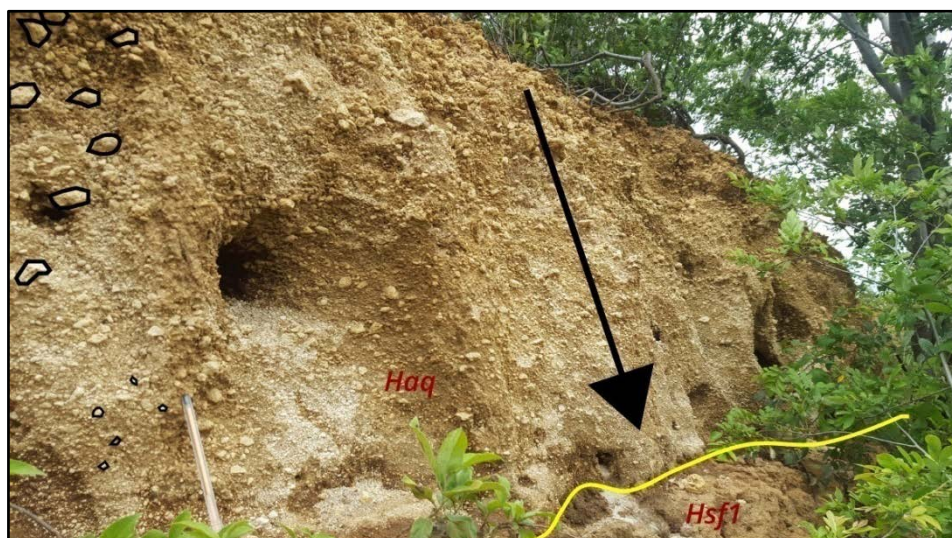


Figura 38. Depósito de pómez blanca, con gradación inversa, esta se encuentra en la última estación con coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.

4.1.1.1.12. Suelo Moderno (Hsm)

Es un suelo moderno de color café oscuro, arenoso gravoso, que contiene abundante materia orgánica debido a su contacto con la vegetación, su espesor varia, esto debido a que es el horizonte que se encuentra expuesto a la atmósfera y a sus agentes exógenos, pero en su mayoría es de 0.60 m de espesor, este depósito contiene humedad.

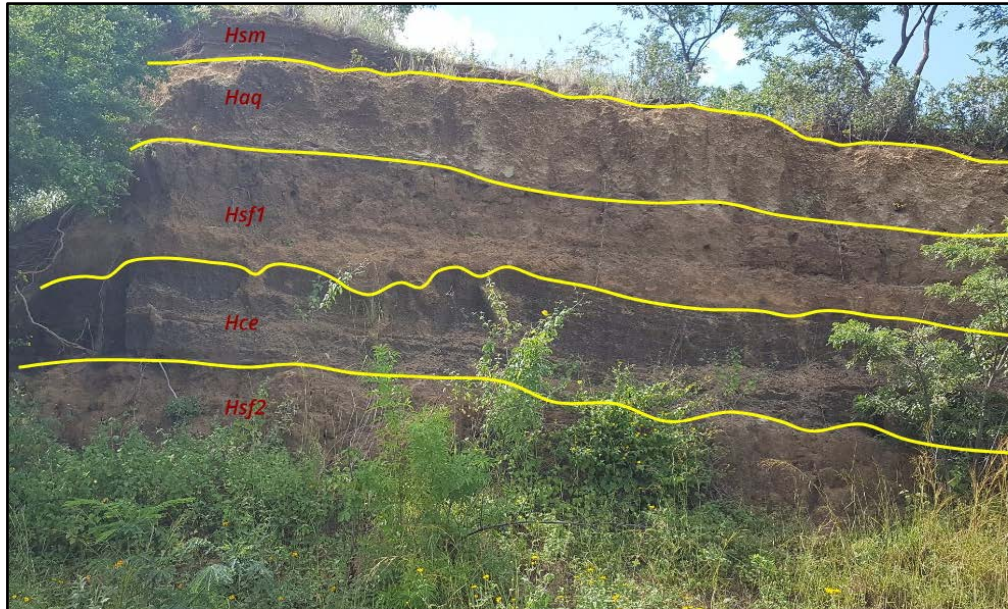


Figura 39. Secuencia de horizontes encontrados en los afloramientos que se localizan en el parqueo del estadio nacional de Fútbol, con coordenadas Norte: 0578958 – Este: 1338668.

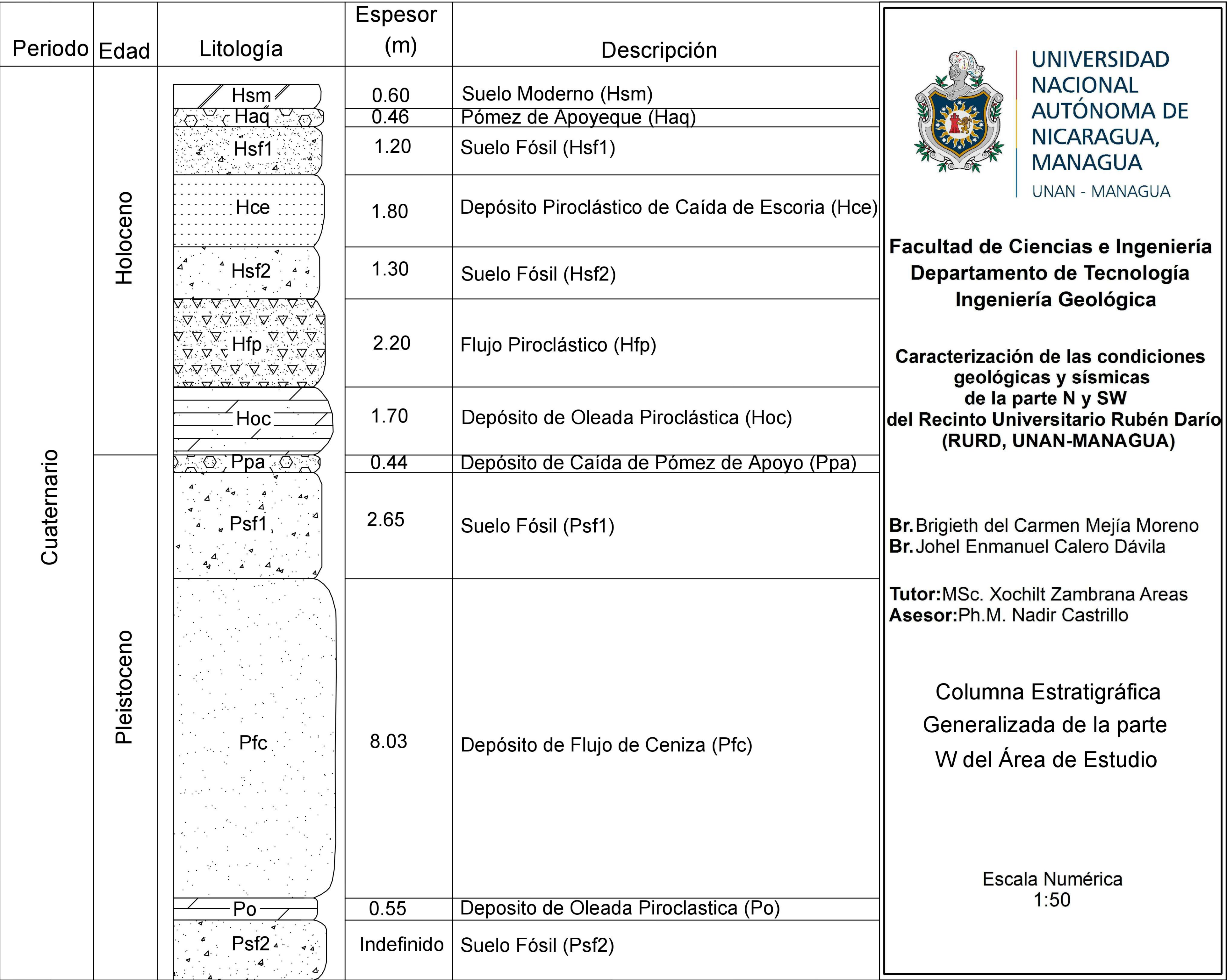


Figura 40. Columna generalizada de los afloramientos encontrados en las 5 estaciones geológicas realizadas en la parte W del área de estudio.

4.1.1.2. Descripción geológico – estructural de la zona

Como era de esperarse en campo se presenciaron evidencias de fallamiento superficial, esto por la presencia de la falla Zogaib que se encuentra en el área de estudio, de igual forma algunos horizontes de depósitos volcánicos recientes del Pleistoceno y Holoceno se encuentran afectadas fracturas y flexuras por efecto de la topografía, de los cuales es importante recalcar que los estratos se encuentran muy meteorizados, dejando así entre ver la dificultad al observar los desplazamientos de los estratos en algunas estructuras.



Figura 41. Flexura afectando los horizontes de la primera estación geológica de estudio con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.

4.1.1.2.1. Fallamiento Superficial

Al área de estudio presenta desplazamiento en los afloramientos de estratos, estas son presentes en la primer estación donde se encuentra una falla dirección paralela a la falla Zogaib (ver Figura 42) desplazando a los estratos de suelo fósil del Pleistoceno (Psf2), el depósito de oleada piroclástica (Po) y el depósito piroclástico de flujo de ceniza (Pfc), con rumbo S54°E con 51° de buzamiento hacia el NE.

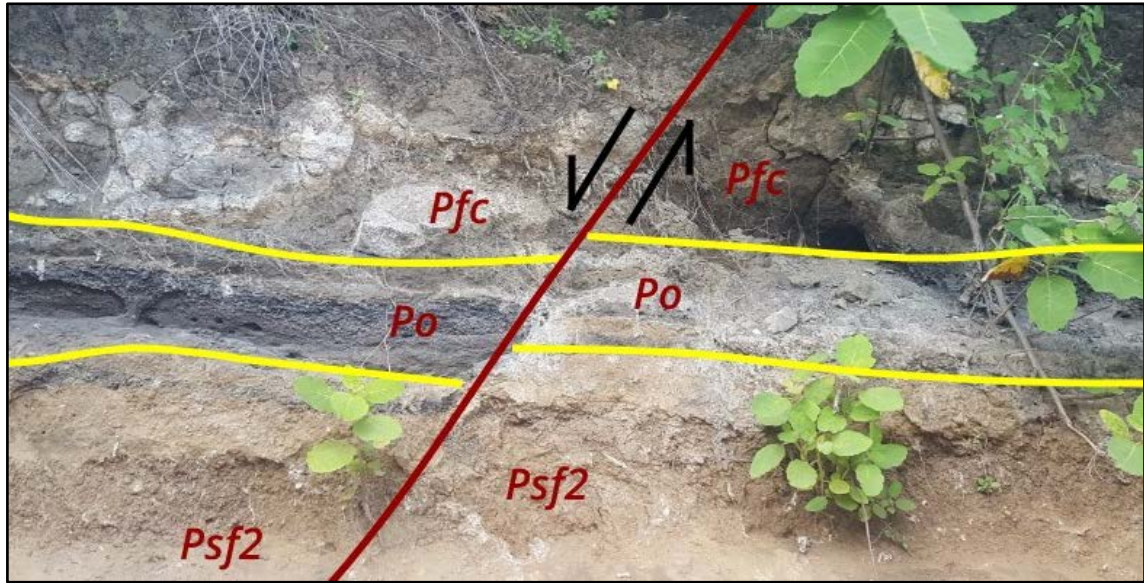


Figura 42. Desplazamientos de los horizontes por fracturas encontradas en la primera estación, con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.

Los desplazamientos observados en la primera estación contigua a la unidad de transferencia de la universidad, se presentan en forma normal, y hasta 0.40 metros aproximados de desplazamientos, 12 metros al sur de esta falla se encuentra una flexura, afectando a los depósitos.

En la segunda estación se encuentra afloramientos donde se evidencia un sistema de fallas, desplazando a las unidades geológicas del depósito de oleada piroclástica (Po) y el depósito piroclástico de flujo de ceniza (Pfc). A esta estación se logran observar cuatro fallas escalonadas de hasta 0,84 metros de desplazamiento en los estratos, con estructuras sigmoidales (ver Figura 43), esta estación que se encuentra a 204 metros sobre el nivel del mar, se observan 4 estructuras de fallas con dirección preferencial de N0°W a N10°W, esto debido a que los esfuerzos de una falla no siempre se encuentran en un solo plano, sino que se distribuye en varias hebras por medio de deformación distribuida dentro de la zona de falla.



Figura 43. A) Desplazamientos encontrados en la segunda estación, donde se evidencia la deformación de los estratos provocados por la presencia de la falla Zogaib, B) límite de los estratos y sus desplazamientos están representados con las líneas amarillas y las líneas rojas representan las fallas y su dirección de desplazamientos, con coordenadas Norte: 0579019 – Este: 1338622.

Un total de 14 estructuras con desplazamiento fueron encontradas, en su mayoría en la segunda estación, desplazando los horizontes del suelo fósil del pleistoceno (Psf2), el depósito piroclástico de oleada (Po) y el depósito piroclástico de flujo de ceniza (Pfc) de forma ascendente en la parte W del área de estudio, en el Mocerón, estos estratos se logran observar en una zona más baja en las canchas Marlon Zelaya del RURD, evidenciando un claro desplazamiento que han tenido estos estratos a lo largo de su historia debido a la presencia de la falla Zogaib.

4.1.1.2.2. Fracturas en el área de estudio

Los depósitos volcánicos que se encuentran en el área estudiada presentan un alto número de fracturas, según datos de campos se encontraron dos familias de fracturas de rumbo NE, rumbo NW, y fracturas conjugadas (ver Figura 44), en su mayoría estas fracturas se encuentran rellenas por carbonato de calcio.

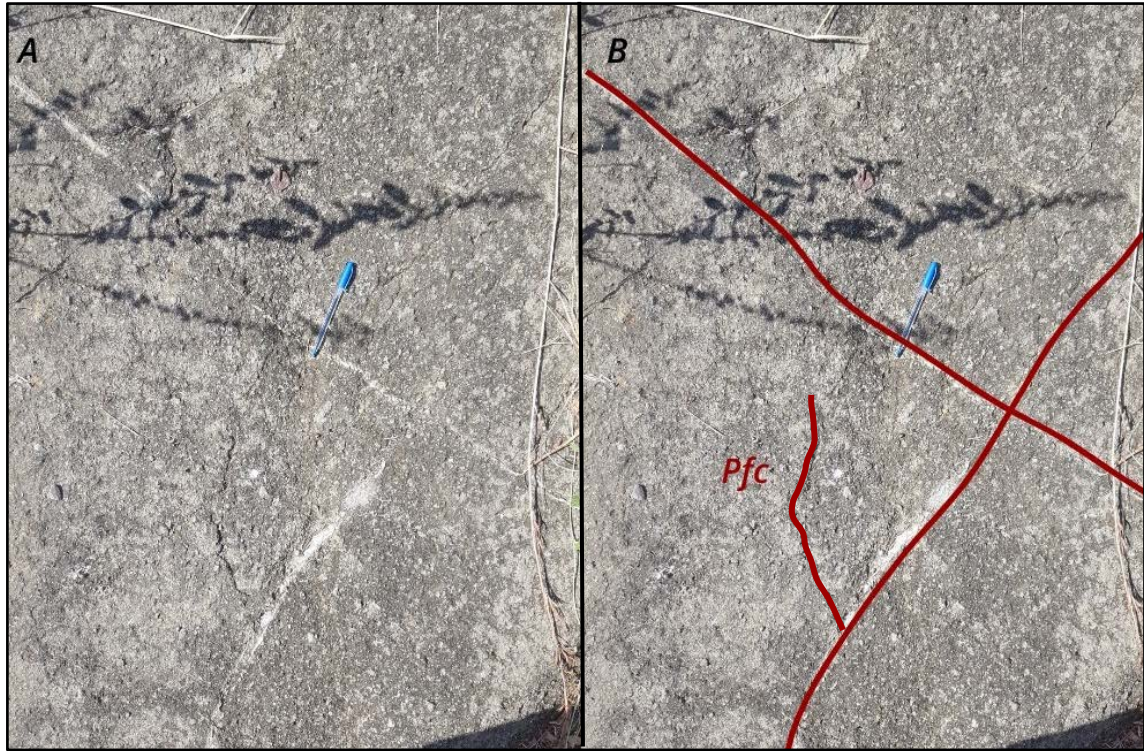


Figura 44. Segmento de fracturas conjugadas encontradas in situ, estas se encuentran rellenas por carbonato de calcio, sus coordenadas son Norte: 0579019 – Este: 1338622.

El horizonte de flujo de ceniza (Pfc) es el más afectado, presentando fracturas en todo su espesor, siendo el que presenta muchas fracturas conjugadas, este depósito se encuentra meteorizado, siendo este uno de los factores que indiquen el alto número de fracturas (ver Figura 45).

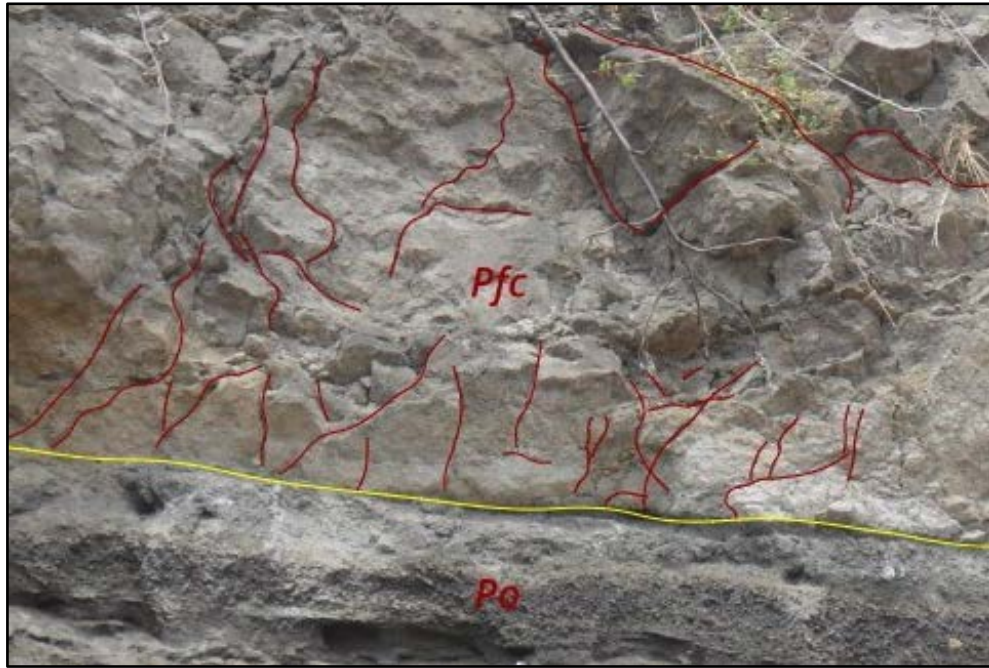


Figura 45. Algunas de las fracturas que se encuentran en el depósito piroclástico de flujo de ceniza (Pfc), con coordenadas Norte: 0579006 – Este: 1338539.

Se tomaron datos de 50 puntos de fracturas (ver Tabla 7), tanto de fallas como de diaclasas, para elaborar una roseta de fractura, y determinar el rumbo preferencial, y la dirección de origen de compresión y extensión estructural del área de estudio (ver Figura 46).

Fracturas con dirección NE									
Rango	0°-10°	11°-20°	21°-30°	31°-40°	41°-50°	51°-60°	61°-70°	71°-80°	81°-90°
N° de Fracturas	15	6	1	3	4	3	2	0	1
% de Fracturas	30	12	2	6	8	6	4	0	2
Fracturas con dirección SW									
Rango	81°-90°	71°-80°	61°-70°	51°-60°	41°-50°	31°-40°	21°-30°	11°-20°	0°-10°
N° de Fracturas	0	2	5	0	0	0	3	0	5
% de Fracturas	0	4	10	0	0	0	6	0	10

Tabla 7. Cantidad de fracturas encontradas en cada rango para la roseta de fracturas.

La roseta de fractura muestra que el rumbo de la mayoría de los esfuerzos de extensión de las fracturas están en el rango de 0° a 20° NE, y 0° a 20° SW, y que los esfuerzos de compresión se encuentran en dirección NW 80° y SE 80° (ver Figura 46).

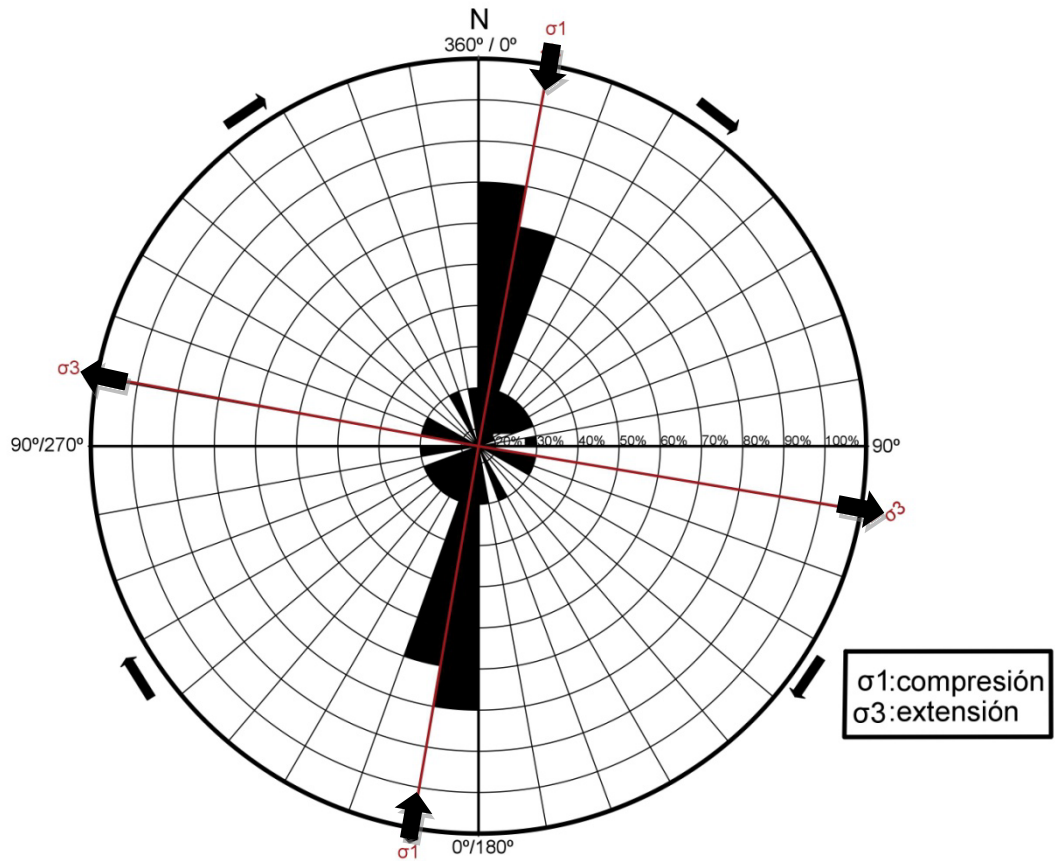


Figura 46. Rosa de fracturas, elaborada con los datos tomados en los afloramientos.

4.1.1.3. Cálculo de Magnitud Momento (M_w).

Con la toma de datos en campo se pudo obtener información valiosa, para poder realizar el cálculo de magnitud momento, sobre un posible evento sísmico con epicentro en el área de estudio, esto debido a que el cálculo de magnitud momento brinda información de parámetros de fallas como largo de falla, ancho de falla y desplazamiento de falla.

En campo se logró medir el desplazamiento en la zona de falla Zogaib, tomando los desplazamientos en las hebras de fallas con menor de desplazamiento con 0.40 m en la primer estación de estudio y el desplazamiento mayor con 0.84 m en la segunda estación.

Utilizando la expresión de Kanamori (1977) (Ecuación 3) que manifiesta que la Magnitud momento se pueden obtener mediante la siguiente expresión:

$$\log_{10} L \cong 0.5 M_w + 1.1$$

Donde:

- Mo: Momento Sísmico (Nm)
- Mw: Magnitud Momento (°)
- Es: Energía total de las ondas sísmicas (Nm)
- L: Longitud de Falla (m)

Al conocer estas expresiones se pudo observar que la ecuación 1 presentaba dos incógnitas como magnitud momento (Mw) y el momento sísmico (Mo), la ecuación 2 las incógnitas de momento sísmico (Mo) y la energía total de las ondas sísmicas (Es), y la ecuación 3 las incógnitas de magnitud momento (Mw) que es la que se deseaba saber y longitud de Falla (L) que se podía obtener fácilmente con la siguiente expresión:

$$\text{Ecuación 12: } L \cong 2 \cdot 10^4 U$$

Donde:

- U: Desplazamiento de Falla (m)

De esta manera para la falla con desplazamiento de 0.40 m y la falla de desplazamiento de 0.84 m quedaría de la siguiente forma:

0.40m	0.84m
$L = 2 \cdot 10^4 U$	$L = 2 \cdot 10^4 U$
$L = 20000 \cdot 0.40m$	$L = 20000 \cdot 0.84m$
$L = 8000 \text{ m}$	$L = 16800 \text{ m}$
$L = 8 \text{ Km}$	$L = 16.8 \text{ Km}$

Los parámetros de fallas incluyen desplazamiento, longitud de falla y ancho de falla, este último es posible obtener con la siguiente ecuación:

$$\text{Ecuación 13: } L = 2W$$

Donde:

W: ancho de falla

Al ser ancho de falla (W) nuestra incógnita debemos proceder a despejar la ecuación 13 de la siguiente manera:

$$W = \frac{L}{2}$$

Por lo tanto, para la falla con Longitud de 8000 m y la falla con Longitud de 16800 m se expresaría de la siguiente manera:

8000 m	16800 m
$W = \frac{8000m}{2}$	$W = \frac{16800m}{2}$
W=4000 m	W=8400 m
W=4km	W=8.4 km

Al obtener la longitud de la falla por medio del desplazamiento de la falla medido en campo, es posible utilizar la ecuación 3 por el hecho de solo tener una sola incógnita en dicha expresión que es la magnitud momento (M_w) nuestra duda, se debió hacer el correspondiente despeje:

$$\log_{10} L \cong 0.5M_w + 1.1$$

$$M_w = \frac{\log_{10} L - 1.1}{0.5}$$

De esta manera para la falla con Longitud de 8000 m y la falla con Longitud de 16800 m expresaría de la siguiente forma:

8000m	16800m
$M_w = \frac{\log_{10} L - 1.1}{0.5}$	$M_w = \frac{\log_{10} L - 1.1}{0.5}$
$M_w = \frac{\log_{10} (8000 \text{ m}) - 1.1}{0.5}$	$M_w = \frac{\log_{10} (16800 \text{ m}) - 1.1}{0.5}$
$M_w = \frac{3.9030 - 1.1}{0.5}$	$M_w = \frac{4.2253 - 1.1}{0.5}$
$M_w = \frac{2.8030}{0.5}$	$M_w = \frac{3.1253}{0.5}$
$M_w = 5.603$ $M_w = 6.2506$	

Desplazamiento de Falla (U)	0.40 m -	0.84 m
Longitud de Falla(L)	8000 m – 8 km	16800 m – 16.8 km
Ancho de Falla (W)	4000 m – 4 km	8400 m – 8.4 km
Magnitud Momento (Mw)	5.6°	6.2°

Tabla 8. Parámetros de la Falla Zogaib y Magnitud Momento, ante un posible escenario con epicentro en la misma.

Este cálculo refleja el entorno estructural en el que se encuentra el recinto RURD – UNAN, Managua, y que un evento sísmico con epicentro en esta zona de falla daría como resultado magnitudes de alto grado como $M_w=5.6^\circ$ y $M_w=6.2^\circ$ aproximadamente, esto según los desplazamientos medidos en campo.

4.1.2. Resultados de Microtremores

4.1.2.1. Procesado de Registros de Microtremores

Como primer paso en el procesado de datos tenemos la conversión de los registros de microtremores de formato “mtn” a “.dat”, utilizando el programa mtn2asc_manual.prm ejecutado en un compilador Cygwin. Los archivos obtenidos se convirtieron a “.dat” para facilitar la extracción de las componentes tanto verticales como horizontales de los registros de microtremores.

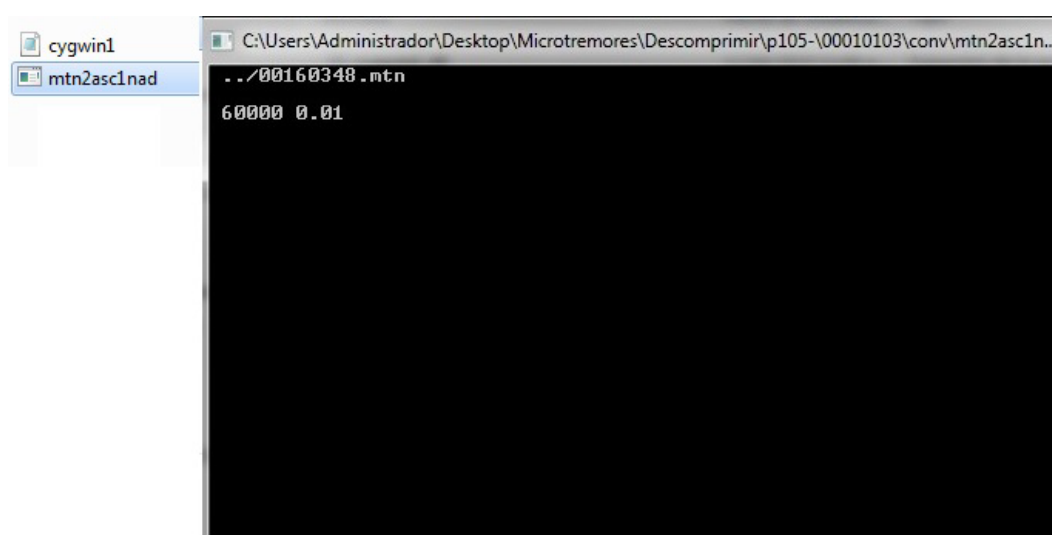


Figura 47. Programa mtn2asc_manual.prm para cambiar registro de microtremores con formato MTN a “.dat”.

4.1.2.1.1. Registro de Microtremores

Visualizamos la forma de onda de los registros y seleccionamos segmentos de datos que no estuviesen contaminados por ruido que pudieran afectar la estacionalidad de las señales, esto se hizo con ayuda del programa Wavemic2009v4e.exe del Doctor Kiminobu Eto, 2004. Para la visualización de los registros de la forma de onda se editaron las características del archivo de texto por cada punto medido, otorgando el nombre de la estación correspondiente y agregando los datos de las componentes N-S, E-W y U-D.

wavemic2009v4e Control File			
1. RelativePath_of_InputFile			
.\input\			
2. Input File			
0.01	,Smplgtime(sec)		
3	,Number_of_Header		
60000	,Number_of_Data	→	Número de datos
0	,Number_of_Skipdata		
2	,Inputdata 1:acc. 2:vel. 3:disp.		
1	,BaselineCorrection --0:No 1:Yes		
0	,Integ.&Diff. -- 0:No 1:Integration ,2:Differentiation		
3. Drawing waveforms			
p22	,Title of waveforms	→	Nombre de la forma de onda
3	,How many waveforms is drawing? virtical direction		
1	,How many waveforms is drawing? cross direction		
0	,Duration time of drawing waveforms (0:Auto 1:ttt)		
1800.	,ttt(sec)		
0	,Amplitude_of_Waveforms 0:Auto 1:All_data=amp0 2:each_data=amp1		
0	,amp0		
0.5	,Size of character (0.5~1.0)		
5	,Number of Skip data (no:1)		
4. BandPassFilter (CosineTaper)			
,!BandPassFilter 0:no, 1:yes			
1.0	,!Short-period(s)		
5.0	,!Long-period(s)		
5. InputFileName			
Filename(A80), Comp.Name(A20), Coefficient , Amplitude(amp1)			
00161811_NS.dat	,NS	,1.	,1.0E-4
00161811_EW.dat	,EW	,1.	,1.0E-4
00161811_UD.dat	,UD	,1.	,1.0E-4
		→	Nombre del archivo de entrada

Figura 48. Parámetros de configuración en el programa Wavemic2009v4e del Doctor Kiminobu Eto, 2004.

Luego de visualizar la forma de onda del registro de microtremor, se estimó la transformada de Fourier o espectros de Fourier de las componentes horizontales y verticales del movimiento del suelo obteniendo curvas espectrales de cada registro de medición apoyados del programa FouSpcMicGv4.exe (Kiminobu Eto, 2004), en la figura 49 se puede observar un registro sísmico de microtremores con su correspondiente transformada de Fourier por cada una de las componentes de vibración del suelo.

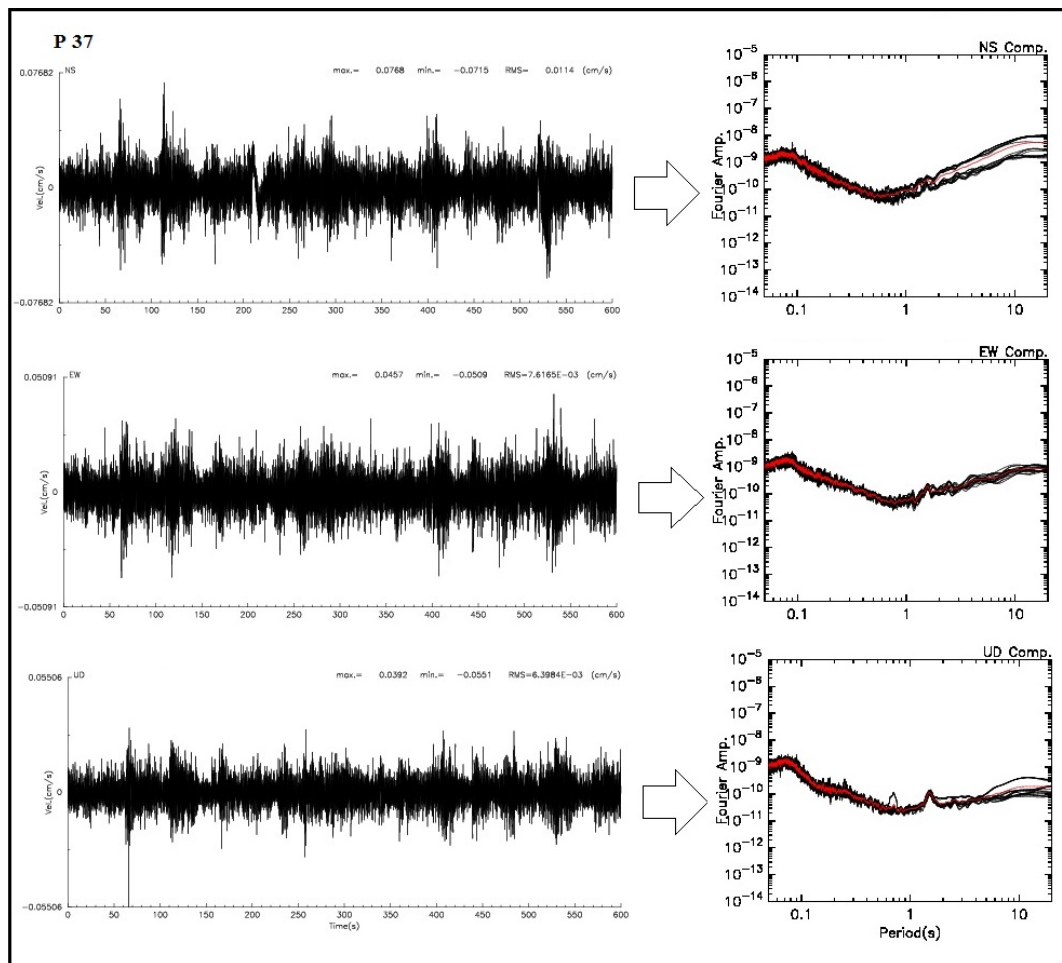


Figura 49. Registro de vibración ambiental del suelo y Transformada de Fourier de las componentes N-S, E-W y U-D del punto número 37.

4.1.2.1.2. Función de Transferencia Empírica

Con el programa japonés FouSpMicGv4.exe del doctor Kiminobu Eto desarrollado en el año 2004, se calculó la Función de Transferencia Empírica (período y amplitud), obteniendo el valor promedio de las componentes horizontales y verticales, que según Nakamura es la función de transferencia aproximada del suelo. En la figura 50, presentamos los resultados obtenidos en los puntos 28, 40, 51 y 63 aplicando la Técnica de Nakamura.

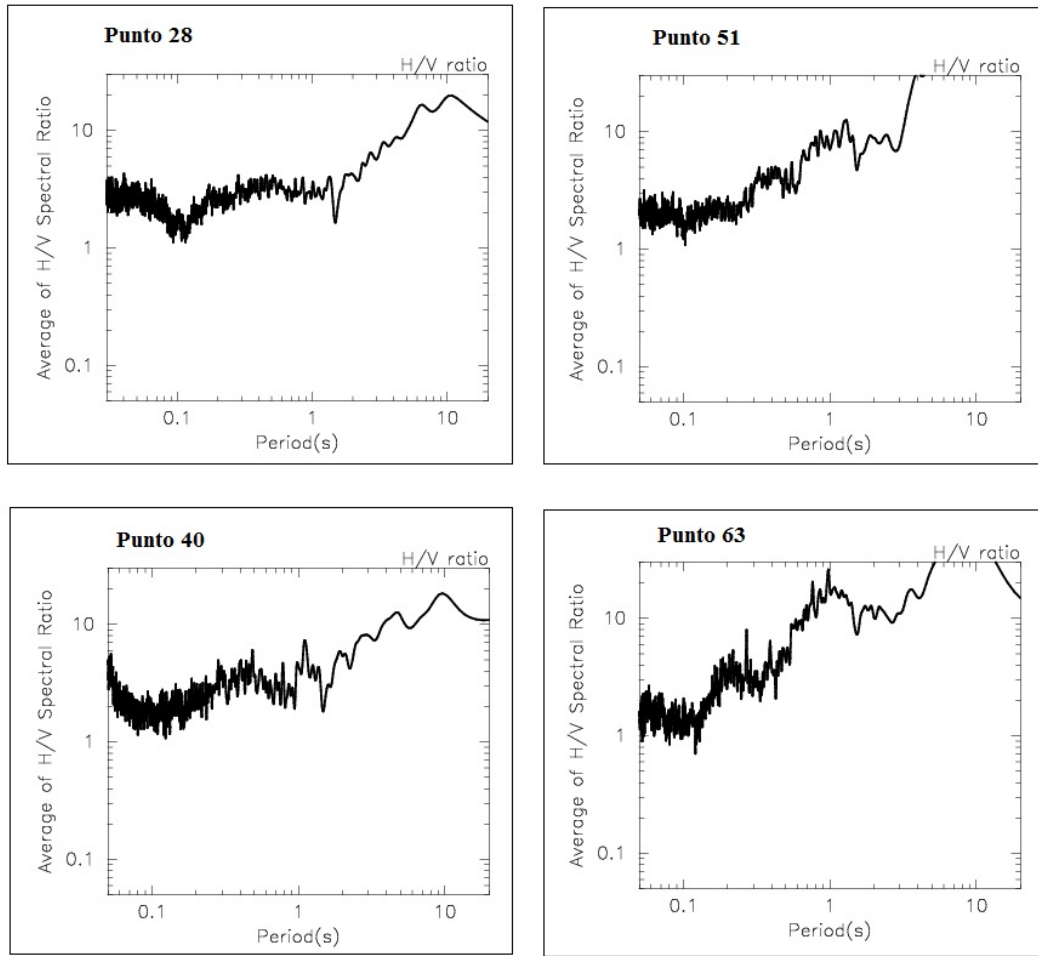


Figura 50. Ejemplos de Función de Transferencia Empírica (FTE) obtenidas en los puntos de medición 28, 40, 51 y 63 en el suelo del RURD.

Al analizar estas curvas, se tomaron en cuenta los valores de los periodos picos más prominente en cada curva, adquiriéndolo mediante de la intersección el eje de las ordenadas (eje Y) que concierne a la Amplitud y, el eje de las abscisas (eje X) correspondiente al periodo. En la siguiente figura se muestran ejemplos de Función de Transferencia Empírica de las gráficas elaboradas en cada estación del área de investigación.

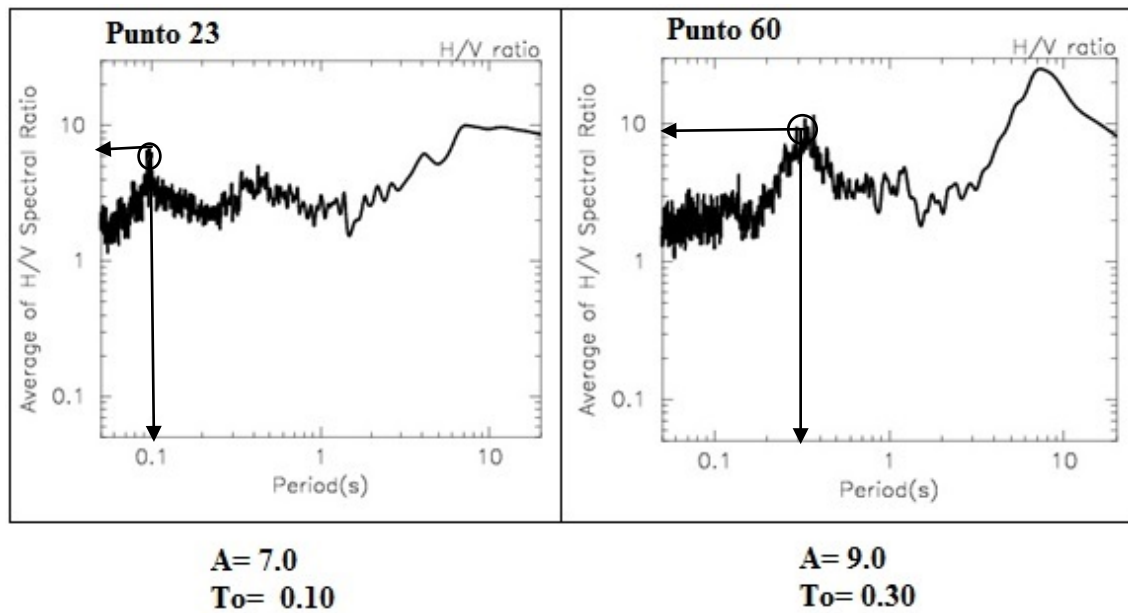


Figura 51. Ejemplos del promedio de FTE para los puntos 23 y 60 tomados en el RURD, con el valor de su Amplitud (veces) y Periodo (seg) correspondiente.

4.1.2.2. Clasificación dinámica de los puntos de medición y agrupación en familia de curvas de FTE

Mediante el análisis de los 65 puntos de registros de microtremor, se consiguió agrupar los datos en tres familias de curvas de Función de Transferencia Empírica. En las figuras siguientes (52, 53, 54) se presentan las agrupaciones de curvas que muestran las formas de vibrar del suelo del RURD en cada estación de medición.

La primera familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (Figura 52), está conformada por 34 curvas las cuales muestran suelos con Efecto de Sitio y una Frecuencia entre 3.3 y 20 Hz, una Amplificación de 4 hasta 9 veces y periodos dominantes entre 0.1 y 0.3 segundos.

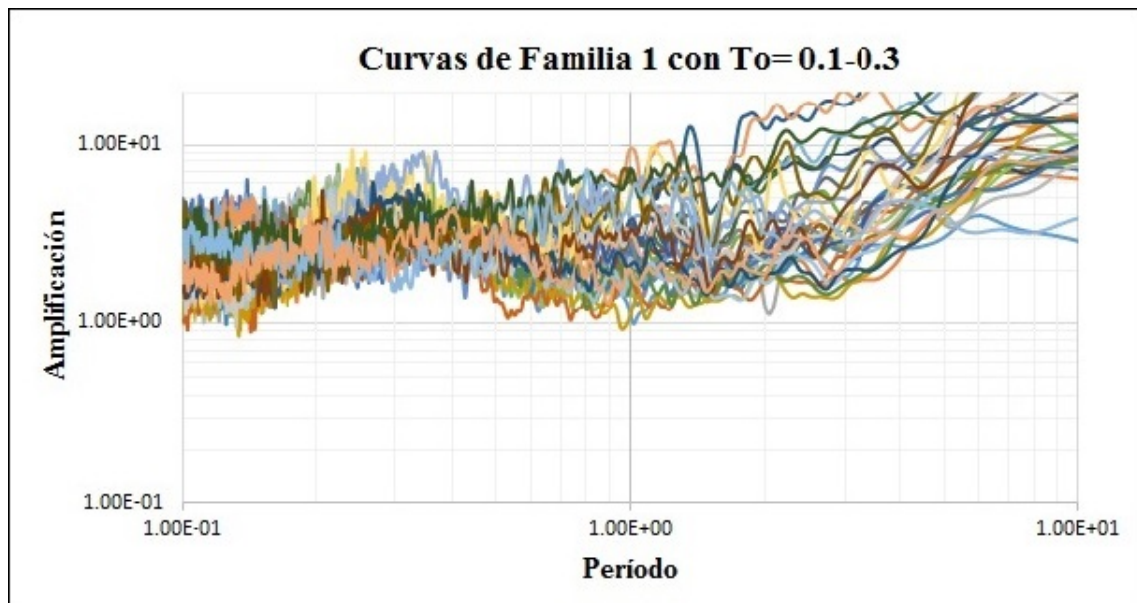


Figura 52. Familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE) de los suelos con $T_o = 0.1-0.3$ segundos, con $A_o =$ de 4 hasta 9 veces.

La figura 53 muestra la segunda familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE), que la conforman 26 curvas en las cuales también presentan Efecto de Sitio con Frecuencia entre 2 y 3.2 Hz, pero con Amplificaciones de 4 hasta 7.9 veces, Periodos dominantes entre 0.31 y 0.5 segundos.

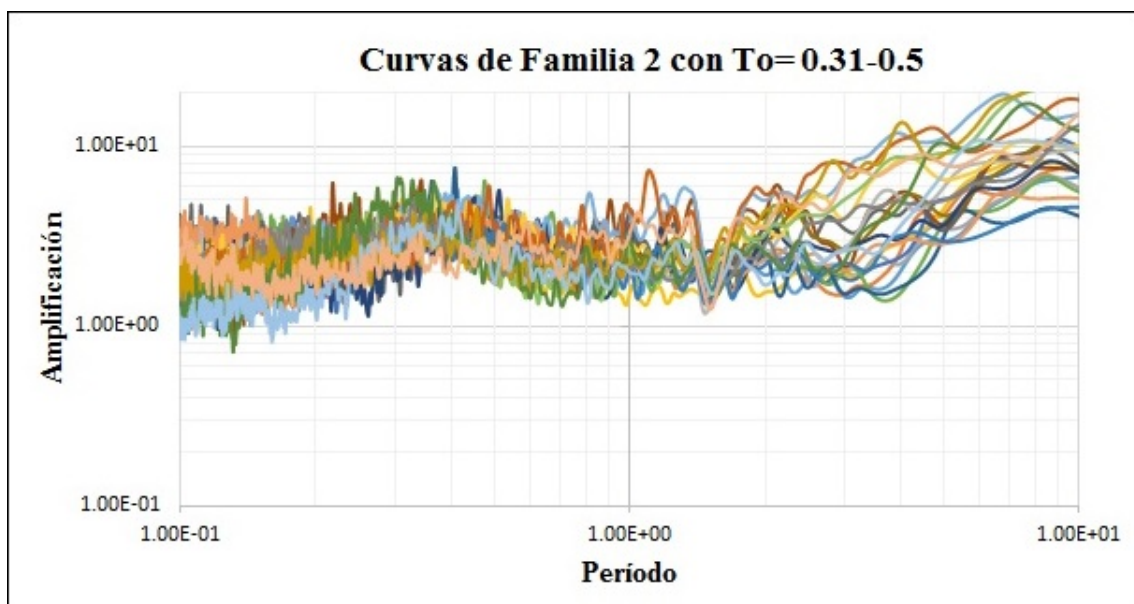


Figura 53. Familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE) de los suelos con $T_o = 0.31-0.5$ segundos, con $A_o =$ de 4 hasta 7.9 veces.

La tercera familia presentada en la figura 54 representa las curvas por Efecto Topográfico, está conformada por 5 curvas, las cuales tienen una Amplificación entre 4.1 a 9 veces, Frecuencia de 3.1 a 5.5 Hz y Periodo entre 0.1 y 0.32 segundos.

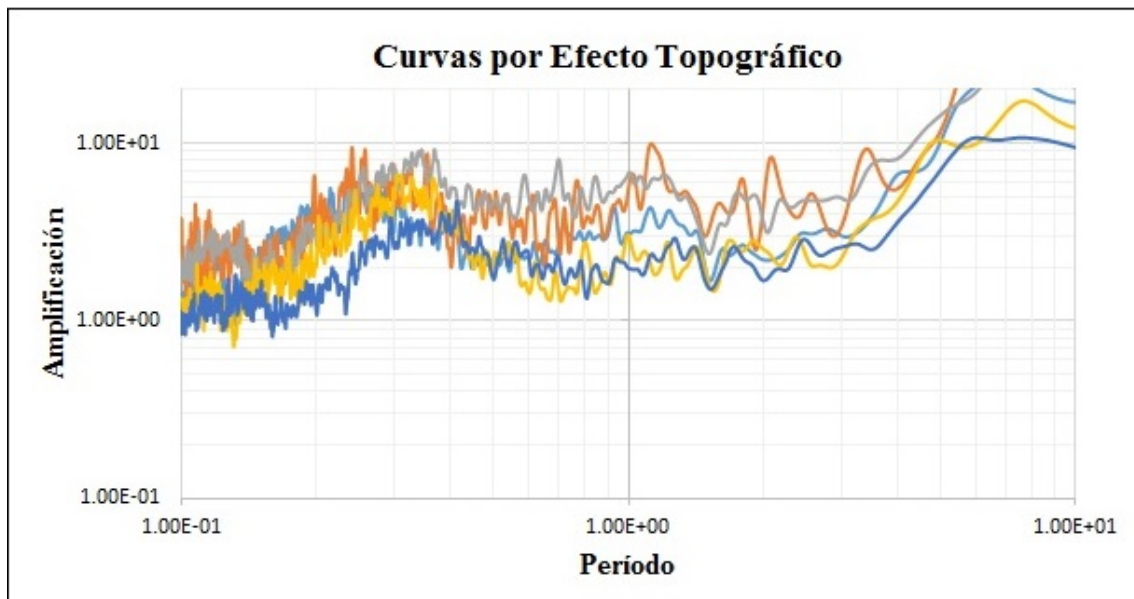


Figura 54. Familia de curvas de Función de Transferencia Empírica (FTE) por Efecto Topográfico de los suelos con $T_o = 0.1-0.32$ segundos, con $A_o =$ de 4.1 hasta 9 veces.

Para el área de estudio se elaboró un mapa de Clasificación Dinámica de los puntos de medición, tomando en cuenta el modo de vibrar de los suelos en cada estación del RURD desde el Punto 1 hasta el Punto 65. Donde cada Familia de Curvas está representada por un color, a la Familia 1 le corresponde el color verde en la cual se encuentran 34 puntos de medición, el color amarillo representa a la Familia 2 conformada por 26 puntos de medición y los 5 puntos de medición color café pertenecen a la Familia 3 que son las curvas por efecto topográfico (Ver Figura 55).

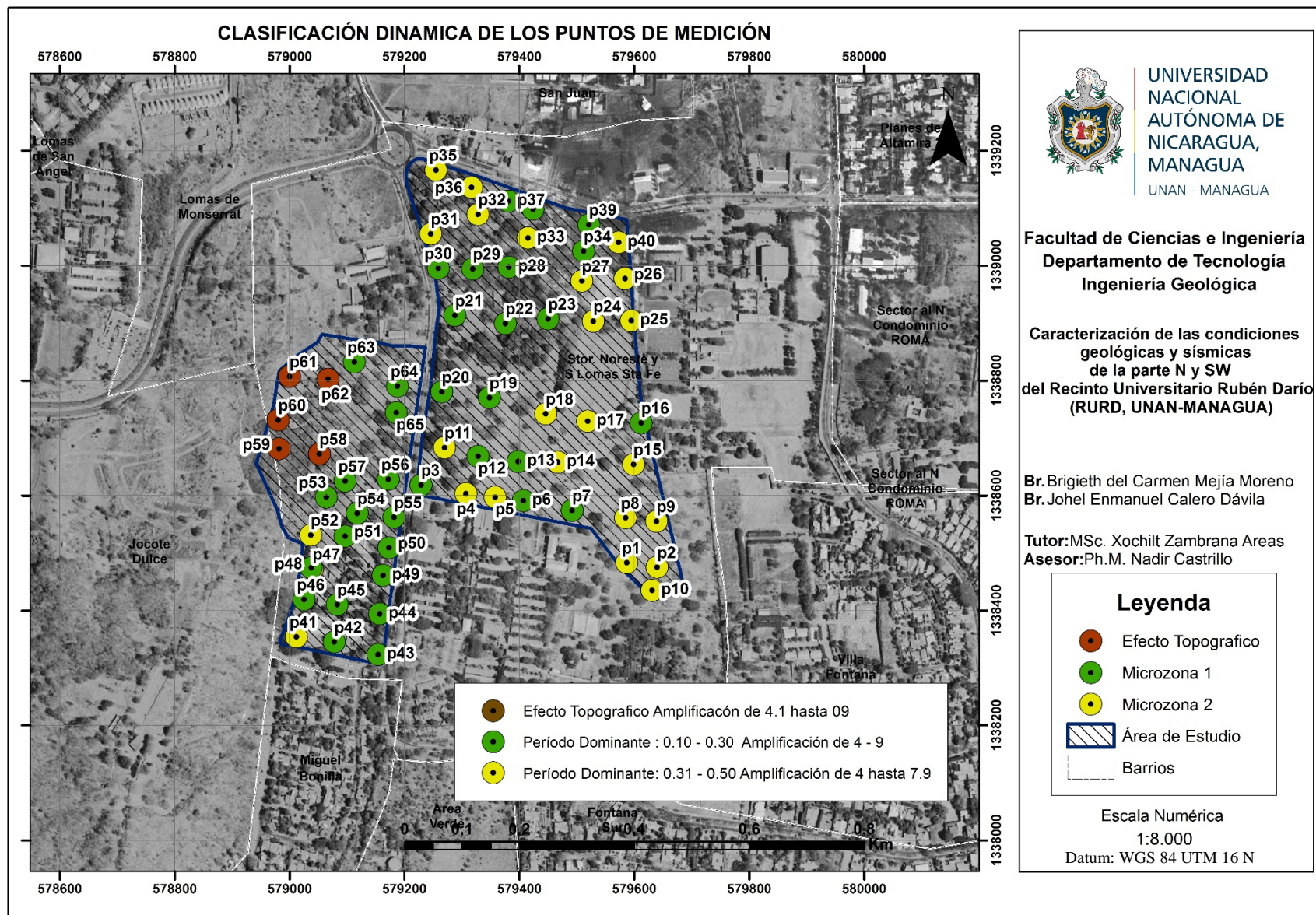


Figura 55. Mapa de Clasificación Dinámica de los Puntos de Medición en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua). (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).

4.1.2.3. Microzonificación Dinámica de los Suelos en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua)

La microzonificación sísmica del área de estudio es el resultado de la clasificación dinámica de los 65 puntos de medición de microtemores en los suelos del RURD, en ella se ha determinado y delimitado tres Microzonas en base al periodo y amplificación que el suelo presenta:

- Microzona 1: Está representada por el color verde, se identifica por periodos dominantes comprendidos entre 0.1 y 0.3 segundos, tiene una amplificación de 4 hasta 7.9 veces.
- Microzona 2: Le corresponde el color amarillo, está caracterizada por llegar a tener una amplificación relativa de 4 hasta 9 veces, periodos dominantes entre 0.31 y 0.5 segundos.
- Microzona 3 (Microzona con Efecto Topográfico): Se distingue por tener una amplificación relativa de 4.1 hasta 9 veces, periodos dominantes comprendidos entre 0.1-0.32 y se encuentra representada por el color café.

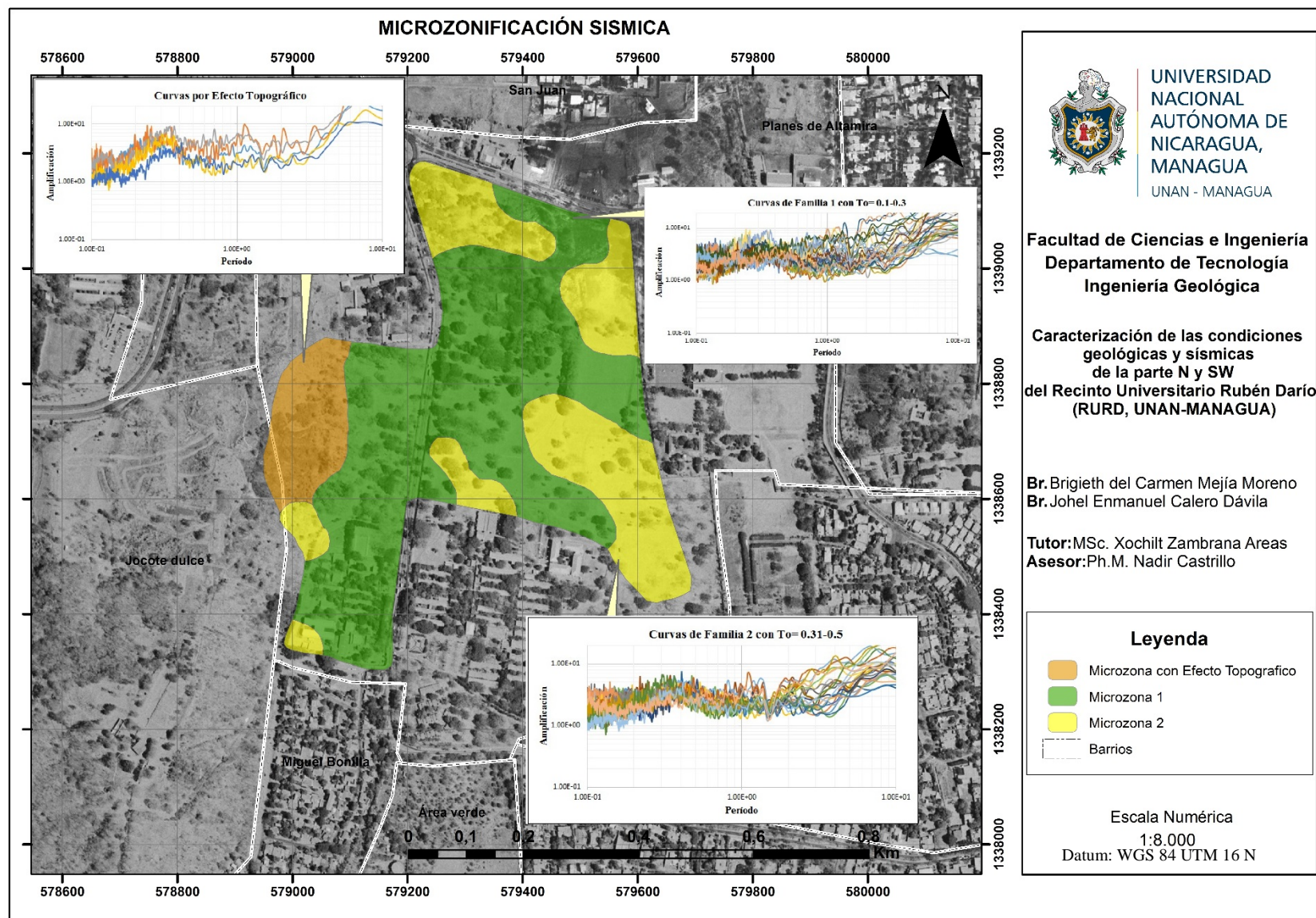


Figura 56. Mapa de Microzonificación Sísmica, Microzona 1 de color verde, Microzona 2 de color amarillo y Microzona por efecto topográfico de color café. (Base de datos Cartográfica, INETER-2003).

4.1.2.4. Modelo de Velocidades V_s y V_p en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

En el área de estudio se realizaron 65 puntos de medición de microtemores de los cuales seleccionamos dos puntos para estimar el perfil de velocidad de la onda de corte (V_s) en 1 dimensión del subsuelo, con lo que obtenemos información de densidades, profundidad, espesores de capas y velocidades de las ondas sísmicas P y S. El perfil de velocidad obtenido para el punto 42 corresponde a la Microzona 1 y el perfil del punto 5 concierne a la Microzona 2.

Para estimar los modelos de velocidad de los puntos 42 y 5 mencionados anteriormente, se utilizó el programa RayHVSH (Kiminobu Eto, 2004), el cual genera una curva teórica de la Función de Transferencia Empírica (FTE) la cual es estimada basada en parámetros iniciales del modelo, este se compara con una curva de FTE calculada para el punto de medición determinado. La estimación del modelo del subsuelo trata de aproximar un pico el cual es el periodo dominante de vibración del suelo a una curva teórica estimada en relación a la Función de Transferencia Empírica.

En las figuras 57 y 59 se muestra el modelo teórico (FTT) de color rojo y la curva calculada de la FTE de color verde, negro y azul para los dos puntos seleccionados (42 y 5), además, se presenta la tabla de valores con los parámetros del modelado como profundidad, V_s , V_p , espesor y densidad los cuales fueron editados para el ajuste de la curva FTT.

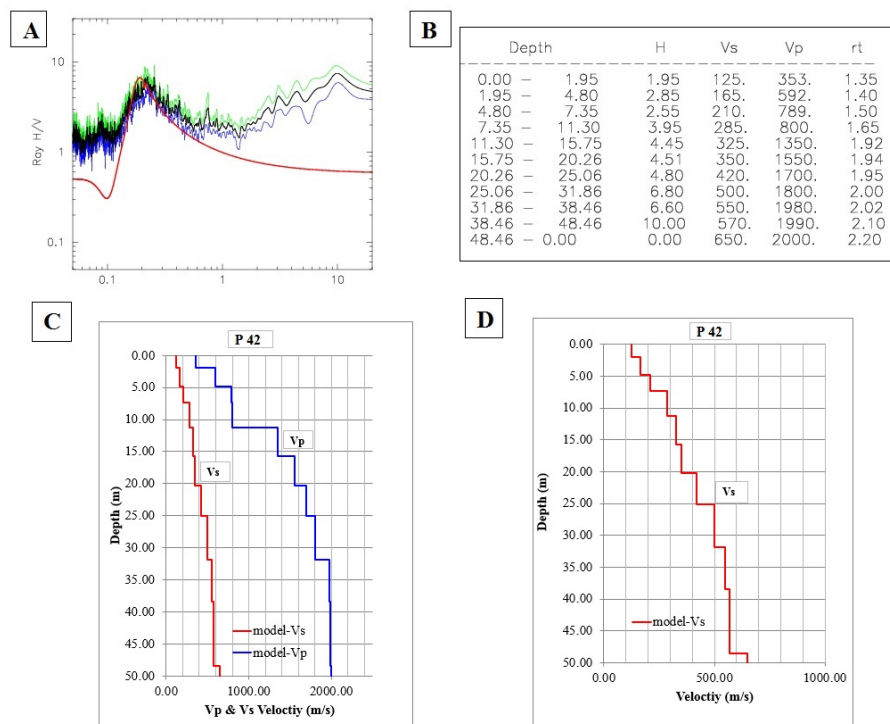


Figura 57. Modelo estratigráfico teórico del punto de medición 42 el cual correspondiente a la Microzona 1 con periodos dominantes de 0.1 a 0.3 segundos, con una profundidad de 48.46 metros. A. Modelo teórico (FTT) de color rojo y la curva calculada de la FTE de color verde, negro y azul; B. Parámetros dinámicos del modelado del subsuelo; C. Modelo de velocidad de la onda Vs y Vp; D. Modelo de velocidad de la onda de corte Vs.

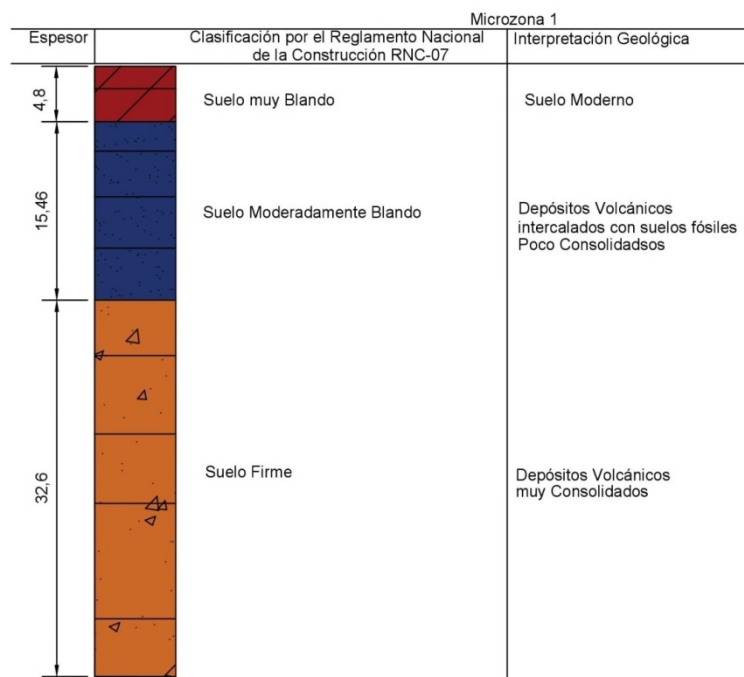


Figura 58. Perfil del Subsuelo del punto de medición 42 que corresponde a la Microzona 1 del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

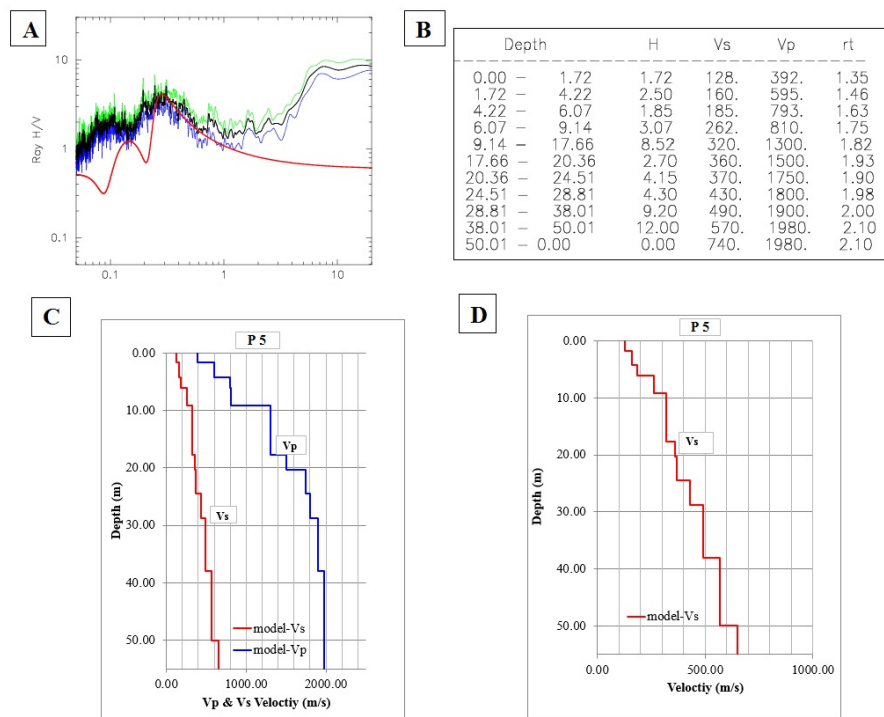


Figura 59. Modelo estratigráfico teórico del punto de medición 5 el cual correspondiente a la Microzona 2 con periodos dominantes de 0.31 a 0.5 segundos, con una profundidad de 50.01 metros. A. Modelo teórico (FTT) de color rojo y la curva calculada de la FTE de color verde, negro y azul; B. Parámetros dinámicos del modelado del subsuelo; C. Modelo de velocidad de la onda Vs y Vp; D. Modelo de velocidad de la onda de corte Vs.

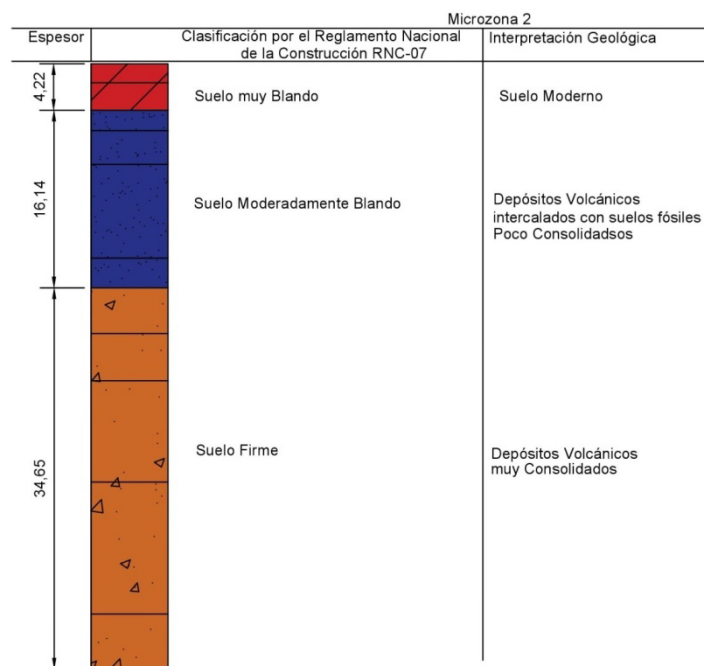


Figura 60. Perfil del Subsuelo del punto de medición 5 que corresponde a la Microzona 2 del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

4.1.3. Resultados del Método Eléctrico

4.1.3.1. Método de Resistividad Eléctrica

La tomografía eléctrica es un método de resistividad multielectrónico, que se basa en la modelación 2D de la resistividad del terreno mediante el empleo de técnicas numéricas como elementos finitos o diferencias finitas. Este método se auxilia de las diferentes resistividades, es decir, la dificultad característica de los materiales geológicos existentes en la zona de estudio a la circulación de la electricidad a través de ellos.

Este estudio tuvo como finalidad, definir profundidad y espesor de capas, además de identificar anomalías geofísicas relacionadas a estructuras geológicas de fallamiento superficial a lo largo de 2 perfiles distribuidos en una sección de la parte N del área de estudio.

En la figura 61 se presenta un esquema para la construcción de una pseudosección de tomografía eléctrica, empezando con todas las combinaciones posibles utilizando un espaciamiento de “a” equivalente a 5 metros entre electrodos. Utilizando en la primera medición los primeros cuatro electrodos, de los cuales el 1 y 4 son para inyectar la corriente eléctrica y los electrodos 2 y 3 para la medición potencial.

En la siguiente medición se utilizan los electrodos 2, 3, 4 y 5; siendo los electrodos 2 y 5 los que envían la corriente eléctrica, y los electrodos 3 y 4 con los que se mide el potencial. En la siguiente secuencia de mediciones se utilizó un espaciamiento $2a=10$ metros. La primera medición fue realizada con los electrodos 1, 3, 5, y 7; utilizando esta vez los electrodos 1 y 7 para la inyección de corriente los electrodos 3 y 5 para medir el potencial. Este proceso se repite en los espaciamientos $3a$ y $4a$.

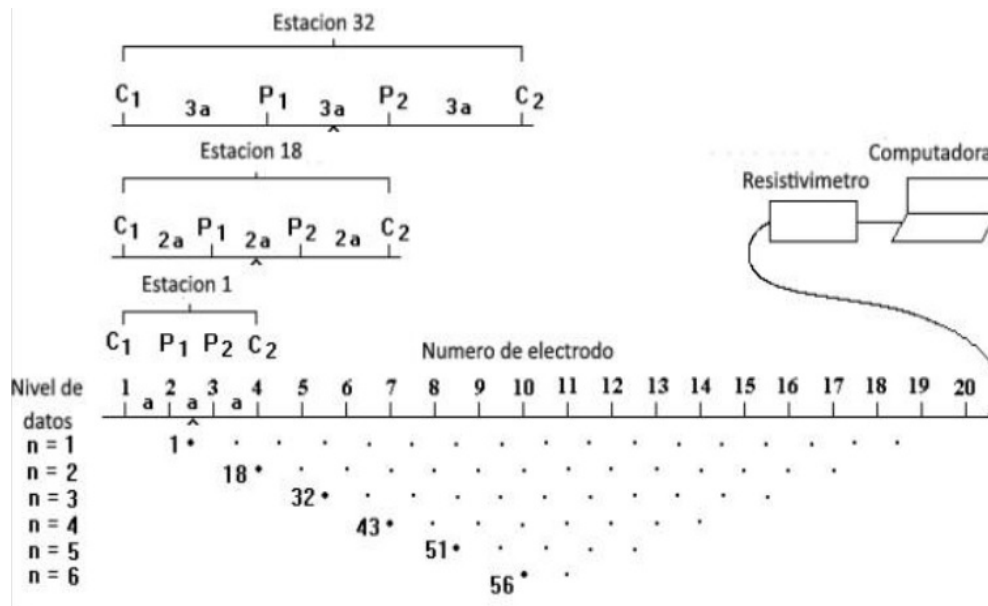


Figura 61. Secuencia de mediciones para la construcción de una pseudosección eléctrica (<https://goo.gl/images/GevG5e>).

De acuerdo a la forma de organizar los electrodos se obtienen distintos tipos de arreglos, entre los más utilizados para la obtención de imágenes de Tomografía Eléctrica en 2D son: Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger, Wenner, Polo-Polo, Polo-Dipolo y el Gradiente. En la figura 62 se muestra la profundidad media de investigación para el arreglo gradiente, lo que nos proporciona la profundidad aproximada que podemos alcanzar con este arreglo en particular.

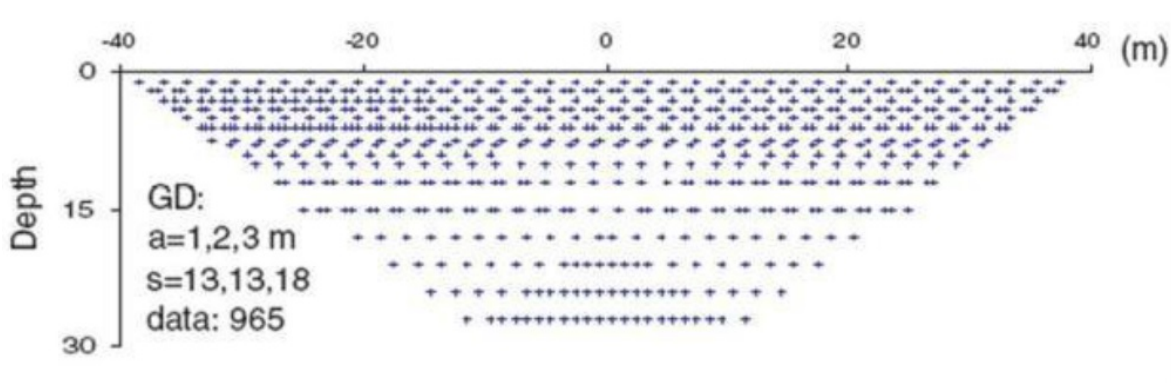


Figura 62. Modelo de una pseudosección con el arreglo Gradiente (<https://goo.gl/images/GevG5e>).

4.1.3.2. Procesado e inversión de las Tomografías Eléctricas

Las estructuras reales resistivas fueron interpretadas a partir de inversión en dos dimensiones de los datos. Las pseudosecciones de resistividad aparente se interpretaron mediante un proceso de inversión numérica obteniendo así, el modelo geoelectrico. El software utilizado para la inversión de los datos ha sido el RES2DINV el cual esta diseñado para interpolar e interpretar datos de campo de prospección geofísica eléctrica en

sondeos de 2D de resistividad eléctrica y polarización inducida. La inversión de la resistividad se realiza mediante el método de mínimos cuadrados que involucra métodos de elementos finitos y de diferencias finitas (Orellana, 1972).

Para visualizar la tomografía, se empleó el programa de Windows ERIGRAPH el cual se encuentra diseñado principalmente para facilitar la presentación gráfica de datos de imágenes de resistividad 2D y secciones de modelos invertidos asociados (Ver imágenes 63 y 64).

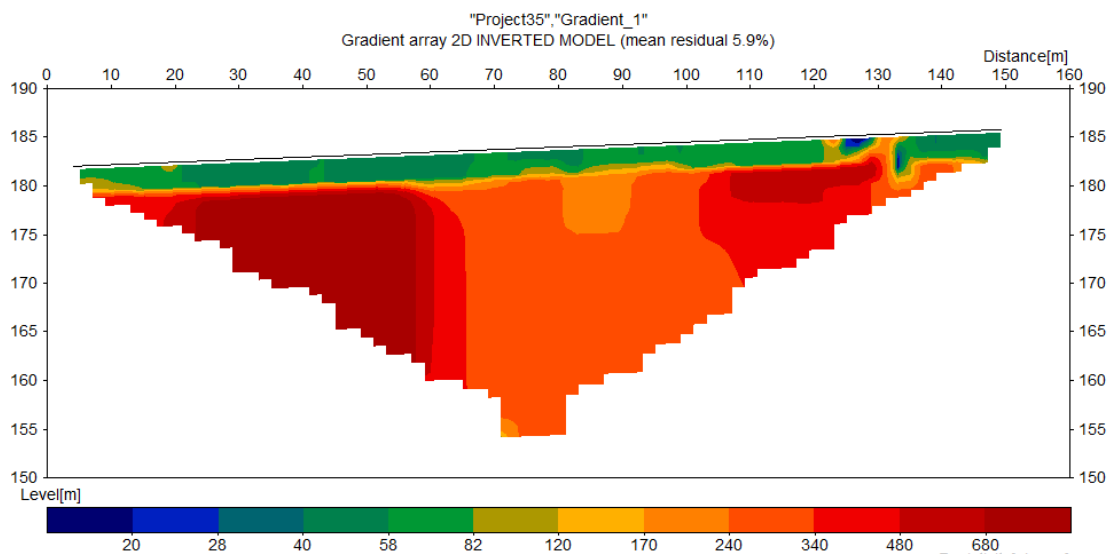


Figura 63. Visualización de la Tomografía Eléctrica del perfil 1 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

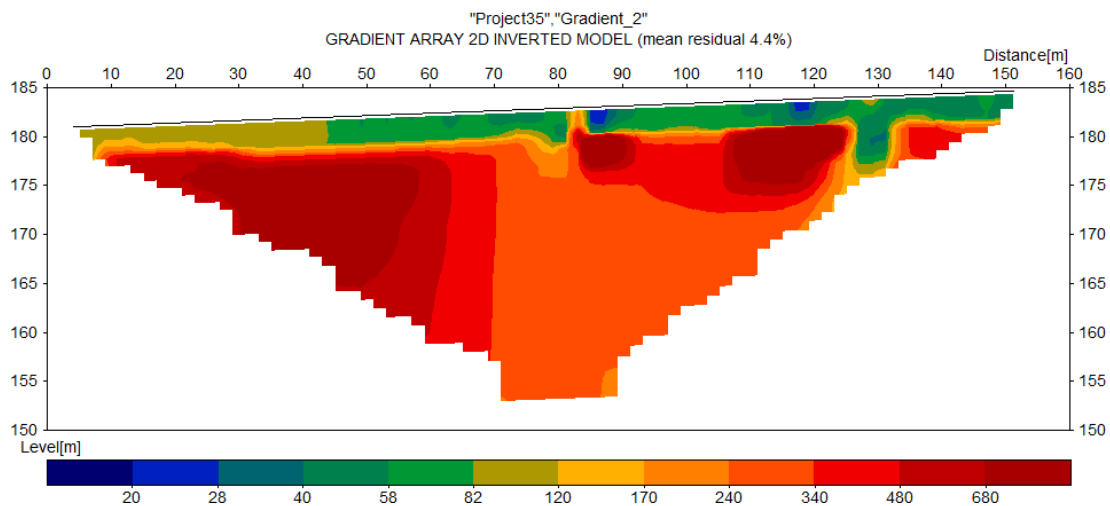


Figura 64. Visualización de la Tomografía Eléctrica del perfil 2 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

4.1.3.3. Resultados del Estudio de Tomografía Eléctrica

Como resultado del procesamiento de los datos tomados en campo se obtuvieron 2 imágenes de resistividad eléctrica en las cuales se identificaron 4 capas con distintos tipo de materiales según sus valores de ohm-m las cuales son descritas continuación:

Resistividades eléctricas menores 170 ohm-m: se definen como materiales modernos muy blandos como por ejemplos pueden ser suelos arenosos, arcillosos, materiales de grano muy fino (aluviales del cuaternario) esta capa se identifica con los colores amarillo a azulen la escala de colores de la tomografía eléctrica en los modelos 2D. Esta capa resistiva se estima que tiene un espesor promedio de 5 metros.

Resistividades eléctricas mayores a 170: esta capa se interpreta como depósitos volcánicos moderadamente blandos con espesor aproximado de 20 metros. Esta capa está representada con los colores naranja a rojo y muestra una anomalía geofísica en términos de resistividades eléctricas que puede asociarse a infiltración de agua producto de precipitaciones a través de un material más permeable o una zona de fracturas, esta zona de anomalía tiene un ancho aproximado de 40 metros en el perfil 1 y 50 metros en el perfil 2 donde se presenta con colores anaranjados, el perfil 2 el limite izquierdo de esta anomalía geofísica está bien definido, lo que corrobora que la anomalía existe, su límite derecho no se encuentra bien definido, pero siempre se logra apreciar la anomalía geofísica.

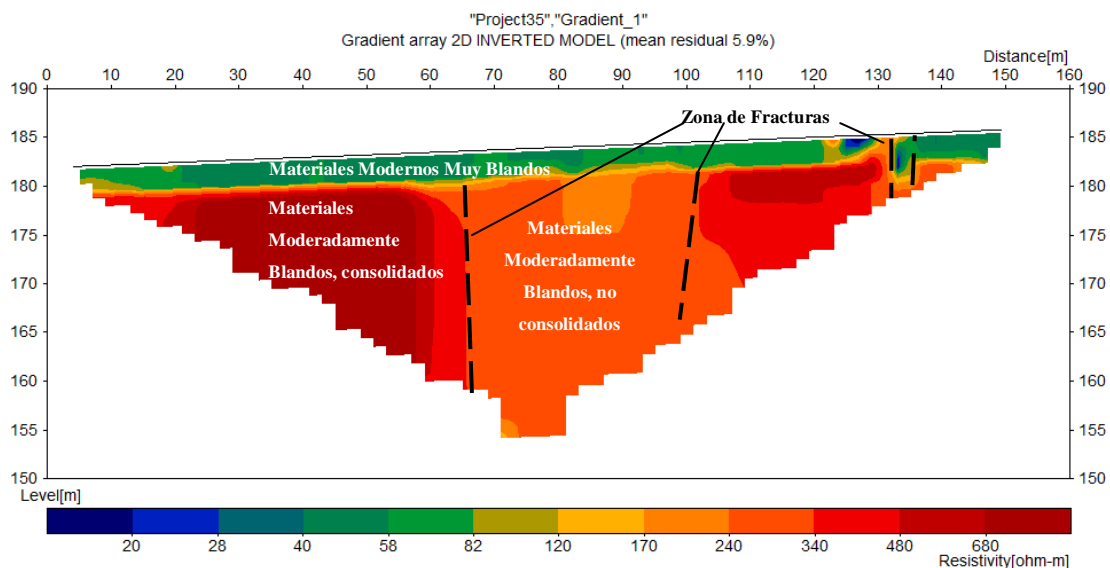


Figura 65. Interpretación geológica de la imagen de resistividad eléctrica del perfil 1 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

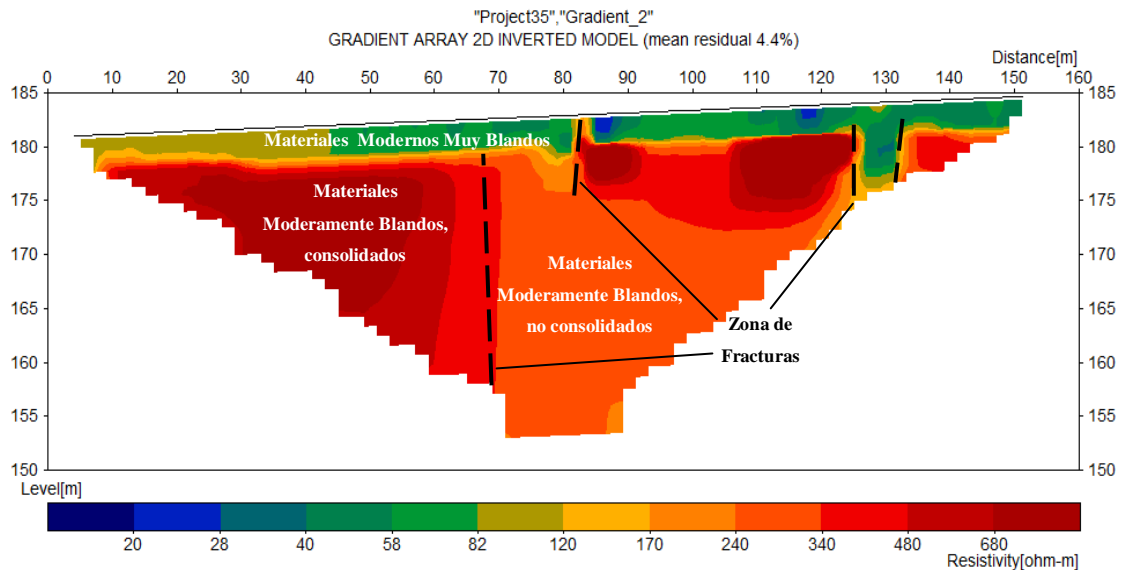


Figura 66. Interpretación geológica de la imagen de resistividad eléctrica del perfil 2 en el área N del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua).

Se puede observar a lo largo de los perfiles contactos entre valores de resistividad diferentes de intermedios y bajos lo que, se correlaciona con anomalías geofísicas interpretadas como zonas de debilidad estructural como fracturas geológicas por los contrastes de resistividad en ambas capas.

Los modelos de resistividad eléctrica nos reflejan zonas de anomalías geofísicas relacionados con posibles fallas geológicas en el terreno Norte de la UNAN-Managua contiguo a la parte Sur del CDI Arlen Siu. En el perfil 1 (figura 65), a los 60, 92 y 132 metros de longitud del modelo se localizan contrastes de resistividad eléctrica asociados a posible fallamiento superficial en la zona, estas anomalías están representadas con líneas discontinuas de color negro a lo largo del modelo bidimensional. Así mismo, en el perfil 2 (figura 66) se interpretan diferencias de resistividad eléctrica a los 68, 81 y 126 metros de longitud los cuales son valores anómalos relacionados a estructuras geológicas.

Las anomalías geofísicas que se observan en ambos modelos de resistividad eléctrica (figura 65 y 66) se pueden relacionar como una falla secundaria del Sistema de falla Zogaib. Tomando como referencia también la base de datos de fallas geológicas de INETER del año 2003 en esta zona se localiza un ramal de la falla principal antes mencionada y teniendo relación con los resultados de nuestro estudio.

Capítulo V

5.1. Conclusiones

Mediante el estudio realizado, se puede llegar a construir las siguientes conclusiones:

1). Al hacer el trabajo de campo, para la toma de datos geológicos y estructural, se lograron identificar doce unidades litológicas, reconociendo dos principales horizontes como lo es Pómez de Apoyeque (Haq) y Pómez de Apoyo (Ppa), esto debido a que se identifica las edades sobre yacientes a Ppa al Holoceno y subyacentes al Pleistoceno del Cuaternario, los horizontes encontrados son: Suelo Moderno (Hsm), Pómez de Apoyeque (Haq), Suelo Fósil (Hsf1), Deposito Piroclástico de Caída de Escoria (Hce), Suelo Fósil (Hsf2), Flujo Piroclástico (Hfp), Deposito de Oleada Piroclástica (Hoc), Deposito de Caída de Pómez de Apoyo (Ppa), Suelo Fósil (Psf1), Deposito de Flujo de Ceniza (Pfc), Deposito de Oleada Piroclástica (Po) y Suelo Fósil (Psf2)

2). Se tomaron datos estructurales tanto de diaclasas como de fallas geológicas, siendo el depósito piroclástico de ceniza (Pfc) el más afectado por la geología estructural del área de estudio, esto debido a la meteorización que ha sido expuesto. Elaborando una rosa de fracturas con los datos estructurales se determinó la dirección preferencial de esfuerzos de S80°E y compresión N10°E.

3). Los datos estructurales tomados en campo como los desplazamientos encontrados en la zona de falla Zogaib, fueron de utilidad para hacer el cálculo de Magnitud Momento (M_w), tomando un posible escenario donde esta falla geológica sea fuente de un sismo. Los resultados de los cálculos de magnitud momento nos da información que esta estructura geológica puede provocar sismos entre magnitudes $M_w=5.6^\circ$ y $M_w=6.2^\circ$.

4). Mediante las mediciones de microtemores y la aplicación de la Técnica del Cociente Espectral H/V o Técnica Nakamura, se obtuvieron las gráficas de Función de Transferencia Empírica (FTE), con las que adquirimos los valores de los periodos dominantes de vibración del suelo del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD, UNAN-Managua). Se encontraron tres diferentes formas de vibración de los suelos en el área de estudio, para los cuales se les clasifico en tres familias diferentes:

- Familia 1, con amplificado por encima de 4 veces hasta las 9 veces, de periodos dominantes de 0.1 a 0.3 Seg, en la banda de frecuencia fundamental de los 3.3 a los

20 Hz. Hemos denominado a esta familia como “Microzona 1”, conformada por 34 curvas de FTE, representada en el mapa de color verde.

- Familia 2, con periodos dominantes de 0.31 a 0.5 Seg, con amplificado por encima de 4 veces hasta 7.9 veces, en la banda de frecuencia fundamental de los 2 a los 3.2 Hz. Hemos denominado a esta familia como “Microzona 2”, conformada por 26 curvas de FTE, representada en el mapa de color amarillo.
- Familia 3, denominada como “Microzona 3”, mostrada en el mapa de color café, construida con 5 curvas FTE, las cuales presentan amplificaciones de relativas de 4.1 veces a 9 veces, con periodos fundamentales de 0.1 a 0.32 Seg, con las frecuencia dominante entre 3.1 y 5.5 Hz.

6). Se realizó un mapa de Dinámica de los Suelos en el área de estudio según las familias de curvas encontradas, para ello, cada familia de curva es representada en el mapa como Microzona 1 (color verde), Microzona 2 (color amarillo) y Microzona 3 (color café). En cada Microzona se elaboraron perfiles del subsuelo, obteniendo modelos de velocidades, con profundidades de entre 0 a 50 metros aproximadamente.

8). Se obtuvieron dos imágenes de modelos geofísicos-geológicos 2-D (dos dimensiones) del subsuelo, mediante la aplicación del Método de Tomografía Eléctrica, identificando anomalías estructurales como posibles fallas y fracturas geológicas, además de identificar 2 capas con rangos de resistividad distintos: a). Capa 1, con rangos menores a 170 ohm-m, definidos como materiales modernos muy blandos; y d). Capa 4, con valores mayores a 170 ohm-m, interpretados como depósitos volcánicos moderadamente blandos.

5.2. Recomendaciones.

Al realizar este estudio se logró obtener mucha información de carácter geológico y geofísicos, permitiendo ver la necesidad de ejecutar más estudios orientados a otras temáticas por lo que se hacen las siguientes recomendaciones:

1). Tomar en cuenta los valores de magnitud momento (M_w) y los parámetros de fallas como longitud (L), ancho (W) y desplazamiento (U), ante una posible eventualidad de un sismo con epicentro en el escarpe de falla Zogaib, evidenciando que el área se encuentra en una zona de alto peligro sísmico. Se recomienda tomar en cuenta este estudio en el diseño y la planificación de obras civiles con el objetivo de reducir el riesgo sísmico en el área del Recinto Universitario Rubén Darío.

- 2). Realizar un estudio sobre inestabilidad de talud en la zona de falla Zogaib, debido a que el área se encuentra afectada por estructuras geológicas como fallas y fracturas, así también, por depósitos volcánicos y capas de suelo fósil poco consolidados, siendo factores condicionantes y desencadenantes para los movimientos de talud.
- 3). Tomar en cuenta los valores de velocidad de las Ondas Vp y Vs obtenidos en este estudio a través del modelado del subsuelo que nos da información de profundidad del basamento ingenieril y espesores de estratos blandos.
- 4). Se recomienda realizar un estudio sobre los modos de vibrar en las principales edificaciones de la UNAN, Managua, para estudiar el comportamiento sísmico de las estructuras civiles. Esta investigación solo contemplo el comportamiento dinámico del suelo.
- 5). Tomar en cuenta los resultados geológicos y geofísicos de este estudio para actualizar el Mapa de Fallas de Managua, pues la investigación aporta información valiosa de parámetros (longitud, ancho y desplazamiento de falla) y magnitud momento de la falla Zogaib. Así también, los resultados de estudios geofísicos indican zonas de anomalías relacionadas con estructuras geológicas en la parte N de la UNAN, Managua, asociado como un ramal de la falla principal.
- 6). Este estudio debe ser tomado en cuenta por las autoridades responsables de una actualización del Reglamento Nacional de la Construcción como el MTI y SINAPRED para la disminución del riesgo sísmico en las edificaciones de la ciudad de Managua, ya que aporta información como comportamiento sísmico de los suelos, modelo de la onda de corte, tipo de suelo y características de la falla.

Bibliografía

Alfaro, A., Navarro, M., Sánchez, J., & Pujades, L. (1999). Microzonificación sísmica de Barcelona utilizando el Método de Nakamura, ventajas y limitaciones. Barcelona.

Altamirano, G. (1998). Estudio geológico para detección de fallas, en terreno donde se proyecta la construcción de residencias universitarias en Villa Fontana Managua, Nicaragua. Managua.

Álvarez, E., & Alfredo, C. (2014). Caracterización sísmica de sitio en la zona de distrito II de la ciudad de Managua. Managua: UNAN-Managua.

Avellán, D. R. (2009). Tefroestratigrafía de la parte occidental de Managua, Nicaragua: Evolución de las estructuras volcánicas de Ticomo, Nejapa y Asososca. Managua: UNAM.

Beles, A., Ifrim, M., & García, A. (1975). Elementos de Ingeniería Sísmica. Barcelona: Omega.

Bice, D. (1985). Quaternary Volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: correlation and source assignment for multiple overlapping plinian deposit. Geological society of America.

Bowles, J. (1979). Propiedades geofísicas del suelo. Bogotá: McGraw-Hill Latinoamérica S.A.

Cantos, J. (1973). Tratado de geofísica aplicada. Madrid: IGME.

Castro, K., & Borge, G. (2016). Análisis de riesgo sísmico en el Recinto Universitario "Rubén Darío" UNAN - Managua, utilizando la herramienta de estimación de pérdida S.E.L.E.N.A. Managua.

SINAPRED. (2004). Instrumentación sísmica.

Echeveste, H. (2013). Manual de Levantamiento Geológico. La Plata, Argentina: Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP.

Elming, s. (1998). Estudio paleomagnetismo y determinaciones de edad K-Ar en rocas Terciarias de Nicaragua, Centro America. Universidad Tecnológica de Lulea, Suecia.

Frischbutter, A. (2002). Structure of the Managua graben, Nicaragua. International Geophysics.

- Fuster, J. M., & Martínez Strong, P. (1969). Introducción a la prospección geofísica. Barcelona: OMEGA, S.A.
- Gómez, D., & Hernández, B. (2016). Actualización de la cartografía geológica y evaluación del efecto de sitio en la estación biológica Francisco Guzmán Pasos y sus alrededores, Juigalpa - Chontales. Managua.
- González, E., López, K. M., & Moscoso, K. (2017). Análisis de los periodos dominantes de vibración entre suelo y estructura en el Recinto Universitario Rubén Darío de la UNAN-Managua. Managua: UNI.
- Hamanaka, H., Yamada, N., Sato, H., Oikawa, S., Ogata, Y., Kurita, K., y otros. (2014). Exploration of basin structure by microtremor array technique for estimation of long-period ground motion.
- Hanks, M., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude.
- Hernández, O. (2009). Reevaluación del efecto de sitio y propuesta de clasificación de terreno con fines de diseño sísmico para Managua, Nicaragua. Managua: Tesis M.Sc.
- Herráiz, M. (2011). Coceptos básicos de sismología para ingenieros. Lima: Guzlop editoras.
- Hodgson, G. (2000). Geología regional de Nicaragua (Introducción al léxico estratigráfico de Nicaragua). Managua.
- INETER. (2002). Actualización del mapa de fallas geológicas de Managua. Managua.
- INETER. (2000). Microzonificación sísmica de Managua. Managua.
- INETER. (09 de 2017). web-geofisica.ineter.gob.ni. Recuperado el 09 de 09 de 2018, de <http://web-geofisica.ineter.gob.ni/tsunami/tsu-nic92.html>
- Johansson, L. (1988). Seismic hazard analysis of Managua-Nicaragua. (Master of Science Thesis). Royal Institute of Technology, Stockholm.
- Kiminobu, E. (2004). Wave .Fouspc and Rayhsvsh Programs. Japan: Tokyo soil Research, Co.,Ltd.,.

- Kuang, J. (1971). Estudio Geológico del Pacífico de Nicaragua. Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua.
- Kutterolf, Pérez, W., Whermann, H., & Schmincke. (2007). Late pleistocene to holocene temporal succession and magnitudes of highly explosive volcanic eruptions west-central Nicaragua. *Journal of volcanology and geothermal research*.
- Lakubovskii, V., & Liajov, L. (1980). Exploración Eléctrica (versión española de la tercera edición rusa). Barcelona: Reverte.
- Leeds, D. (1973). Destructive earthquake of Nicaragua. Earthquake Engineering Research Institute. California.
- Lener, S., Xochilt, Z., & IGG-CIGEO/UNAN-Managua. (2017). Estudio Geofísico de Tomografía Eléctrica en Finca Tabacalera Preindustria, Estelí. Managua.
- Loke, M., & Barker, R. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo sections using a quasi-Newton method *Geophysical Prospecting*.
- Martínez, M. Y. (2012). Análisis morfoestructural del Graben de Managua y sus alrededores. Managua: UNAN.
- Martínez, W. (2001). Estudio geológico de riesgo sísmico en terreno donde se proyecta construir el laboratorio del CIGEO/UNAN, Managua. Managua.
- McBirney, A., & Williams, H. (1965). Volcanic history of Nicaragua. University of California.
- Morales, A. (1999). Grandes Terremotos en Nicaragua. Managua: Instituto Nicaraguense de Estudios Territoriales (INETER).
- MTI. (2007). Reglamento Nacional de la Construcción (RNC - 07). Managua.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface.
- NEHRP. (2003). Recommended Provisions.
- OCSA. (2016). [www.ocsageofisica.com](http://www.ocsageofisica.com/tomografia-eléctrica.html). Obtenido de <http://www.ocsageofisica.com/tomografia-eléctrica.html>

Olivares, L., & Quintana, O. (2014). Análisis lineal equivalente de la respuesta sísmica de sitio en los recintos Rubén Darío - Managua, FAREM-Chontales y FAREM-Carazo, de la UNAN-Managua. Managua: UNAN-Managua.

Orellana, E. (1972). Prospección Geoeléctrica en corriente continua. Madrid: PARANINFO.

Páiz, E., & Bendaña, R. (2015). Análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio considerando el potencial del fallamiento superficial en el Campus del Recinto Universitario "Rubén Darío" (RURD) de la UNAN-Managua. Managua.

Peláez, J. (2011). Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. En J. Peláez, Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (pág. 267).

Rivera, H. (2005). Geología general. Lima: Comunicación on time SAC.

Rodriguez, D. (1989). Estudio geológico - estructural y de alteraciones hidrotermales del área mina de agua - rinco de Garcia, Nicaragua. Escuela Centro-Americana de Costa Rica.

Romero, C. (2005). Estudio del efecto de sitio en área urbana de la ciudad Catarina. Managua: UNAN.

Sandoval, D., & Santana, J. (2016). Análisis de vibración ambiental en el edificio del instituto de geología y geofísica (IGG-CIGEO) de la UNAN-Managua aplicando la técnica de cociente espectral horizontal/vertical (HVSr). Managua: UNAN.

Sauter, F. (1989). Fundamentos de ingeniería sísmica I: Introducción a la sismología. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.

Segura, F. (2007). Sismicidad de Nicaragua. Managua.

Sequeira, L., & Zambrana, X. (2017). Estudio geofísico de tomografía eléctrica en Finca Tabacalera Preindustria. Estelí: IGG-CIGEO/UNAN-Managua.

Sevilla, S. E. (2008). Caracterización de sitio para la instalación de un arreglo vertical de monitoreo sísmico en la UNAN-Managua. Managua: UNAN-Managua.

Sozen, M., & Matthiesen, R. (1975). Engineering Report on the Managua Earthquake of December 23, 1972. Washington DC: National Academy of Sciences.

Sultan, D. (1931). The Managua Eathquake. Managua: Military Engineer.

Valle, M., Rubí, C., & Corriols, M. (2004). Estudio de riesgo sísmico para la construcción de dos edificaciones al SO del campus del Recinto Universitario Rubén Darío (RURD - UNAN, Managua) .Managua.

Zambrana, X. (2014). Estimation of shear wave velocity structure using surface waves on the Aeropuerto fault, Managua, Nicaragua. Tokyo .

Zoppis, B., & Guidice. (1958). Geología de la Costa del Pacífico de Nicaragua. Managua.

Anexos I

Tabla 9. Coordenadas UTM de los puntos de medición de Microtremores en el Recinto Universitario Rubén Darío (RURD-UNAN, Managua) con el Método de Nakamura.

Número de punto	F ₀ (HZ)	A ₀ (Veces)	T ₀ (S)	Coordenadas UTM		Observaciones
				Este	Norte	
P1	2.3	6.0	0.43	579587	1338484	Presenta efecto de sitio
P2	2.5	5.0	0.40	579640	1338476	Presenta efecto de sitio
P3	3.8	7.5	0.26	579229	1338619	Presenta efecto de sitio
P4	2.6	5.5	0.38	579307	1338604	Presenta efecto de sitio
P5	3.2	5.1	0.31	579358	1338598	Presenta efecto de sitio
P6	3.3	4.5	0.30	579407	1338592	Presenta efecto de sitio
P7	4.5	1.8	0.22	579492	1338575	Presenta efecto de sitio
P8	2.2	5.0	0.45	579585	1338562	Presenta efecto de sitio
P9	2.0	6.9	0.48	579639	1338556	Presenta efecto de sitio
P10	2.5	7.9	0.40	579631	1338436	Presenta efecto de sitio
P11	3.0	6.8	0.33	579270	1338684	Presenta efecto de sitio
P12	3.4	5.8	0.29	579328	1338669	Presenta efecto de sitio
P13	20	6.9	0.05	579398	1338660	Presenta efecto de sitio
P14	2.0	5.0	0.50	579467	1338659	Presenta efecto de sitio
P15	2.4	5.0	0.41	579599	1338655	Presenta efecto de sitio
P16	6.6	6.2	0.15	579612	1338727	Presenta efecto de sitio
P17	2.0	5.0	0.50	579519	1338730	Presenta efecto de sitio

Número de punto	F ₀ (HZ)	A ₀ (Veces)	T ₀ (S)	Coordenadas UTM		Observaciones
				Este	Norte	
P18	2.6	4.0	0.38	579446	1338743	Presenta efecto de sitio
P19	8.3	3.8	0.12	579348	1338771	Presenta efecto de sitio
P20	3.3	6.0	0.30	579265	1338781	Presenta efecto de sitio
P21	3.3	6.9	0.30	579288	1338914	Presenta efecto de sitio
P22	2.5	4.8	0.40	579376	1338900	Presenta efecto de sitio
P23	10	7.0	0.10	579450	1338908	Presenta efecto de sitio
P24	2.5	6.0	0.40	579529	1338904	Presenta efecto de sitio
P25	2.1	5.0	0.47	579595	1338905	Presenta efecto de sitio
P26	2.7	5.0	0.36	579584	1338978	Presenta efecto de sitio
P27	2.5	5.4	0.39	579509	1338974	Presenta efecto de sitio
P28	3.3	4.0	0.30	579382	1338998	Presenta efecto de sitio
P29	3.3	4.0	0.30	579319	1338995	Presenta efecto de sitio
P30	3.8	6.0	0.26	579259	1338996	Presenta efecto de sitio
P31	3.2	4.1	0.31	579246	1339056	Presenta efecto de sitio
P32	2.6	4.5	0.38	579328	1339090	Presenta efecto de sitio
P33	2.5	4.4	0.40	579415	1339049	Presenta efecto de sitio
P34	3.3	4.0	0.30	579512	1339026	Presenta efecto de sitio
P35	2.8	3.7	0.35	579255	1339167	Presenta efecto de sitio

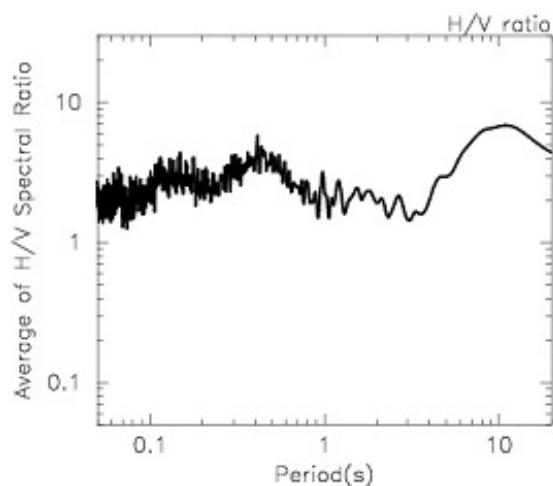
Número de punto	F ₀ (HZ)	A ₀ (Veces)	T ₀ (S)	Coordenadas UTM		Observaciones
				Este	Norte	
P36	2.5	4.0	0.40	579317	1339137	Presenta efecto de sitio
P37	5.5	5.9	0.18	579381	1339113	Presenta efecto de sitio
P38	6.6	5.0	0.15	579424	1339099	Presenta efecto de sitio
P39	7.1	3.1	0.14	579521	1339072	Presenta efecto de sitio
P40	2.5	5.5	0.40	579573	1339041	Presenta efecto de sitio
P41	3.1	5.0	0.32	579012	1338355	Presenta efecto de sitio
P42	4.3	6.9	0.23	579078	1338346	Presenta efecto de sitio
P43	5.0	6.0	0.20	579154	1338324	Presenta efecto de sitio
P44	5.0	4.8	0.20	579157	1338395	Presenta efecto de sitio
P45	4.1	6.9	0.24	579083	1338411	Presenta efecto de sitio
P46	3.4	4.0	0.29	579025	1338420	Presenta efecto de sitio
P47	2.9	4.4	0.34	579040	1338473	Presenta efecto de sitio
P48	4.3	6.0	0.23	579038	1338475	Presenta efecto de sitio
P49	5.2	5.0	0.19	579163	1338462	Presenta efecto de sitio
P50	3.5	4.0	0.28	579173	1338510	Presenta efecto de sitio
P51	3.5	6.3	0.28	579097	1338530	Presenta efecto de sitio
P52	3.1	6.0	0.32	579037	1338532	Presenta efecto de sitio
P53	5.5	5.0	0.18	579064	1338598	Presenta efecto de sitio
P54	4.0	6.2	0.25	579118	1338570	Presenta efecto de sitio

Número de punto	F ₀ (HZ)	A ₀ (Veces)	T ₀ (S)	Coordenadas UTM		Observaciones
				Este	Norte	
P55	5.0	6.5	0.20	579182	1338563	Presenta efecto de sitio
P56	4.0	7.2	0.25	579172	1338629	Presenta efecto de sitio
P57	5.5	5.0	0.18	579097	1338626	Presenta efecto de sitio
P58	4.0	7.2	0.25	579052	1338673	Presenta efecto de sitio
P59	3.3	8.0	0.30	578982	1338682	Presenta efecto de sitio
P60	3.3	9.0	0.30	578980	1338732	Presenta efecto de sitio
P61	3.1	7.0	0.32	579000	1338808	Presenta efecto de sitio
P62	2.8	4.1	0.35	579067	1338803	Presenta efecto de sitio
P63	5.0	5.0	0.20	579113	1338833	Presenta efecto de sitio
P64	10	2.1	0.10	579188	1338791	Presenta efecto de sitio
P65	3.3	5.0	0.30	579186	1338745	Presenta efecto de sitio

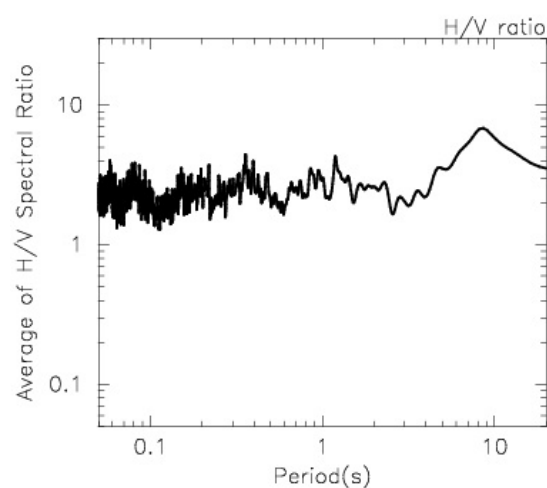
Anexos II.

Curvas de Función de Transferencia Empírica H/V.

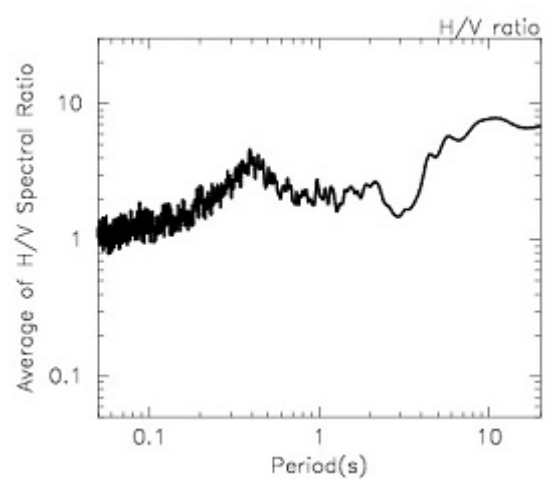
Punto 1



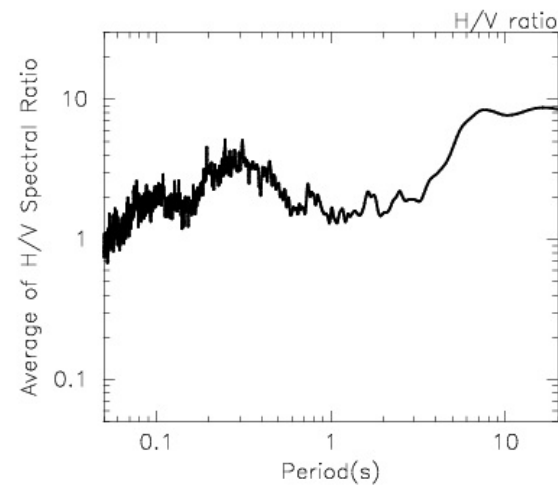
Punto 4



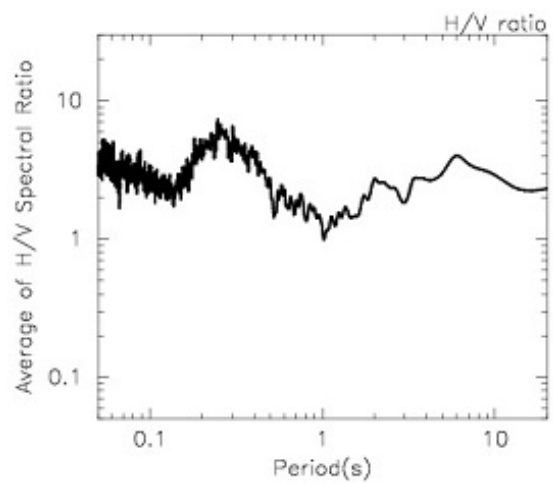
Punto 2



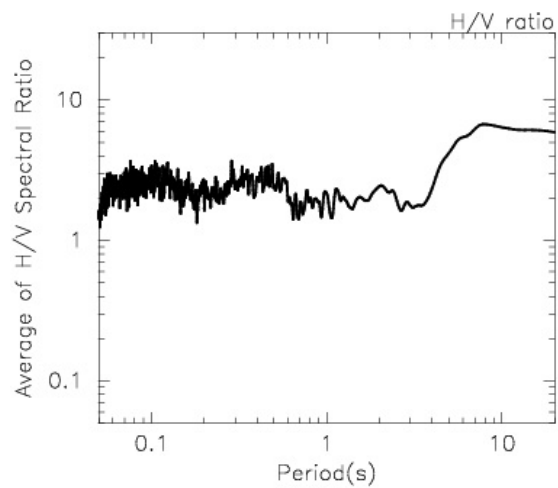
Punto 5



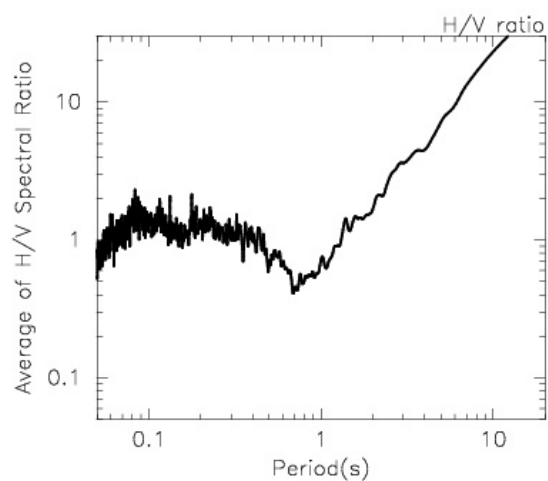
Punto 3



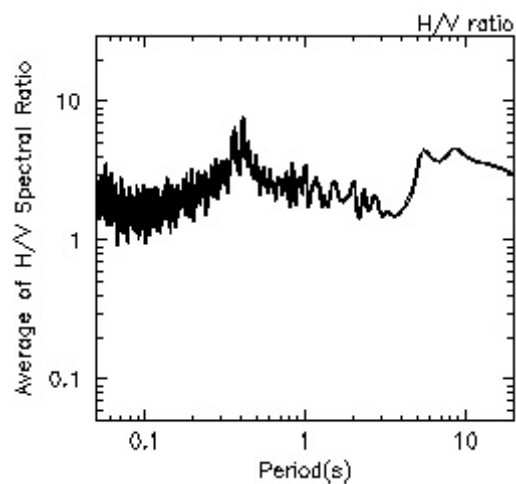
Punto 6



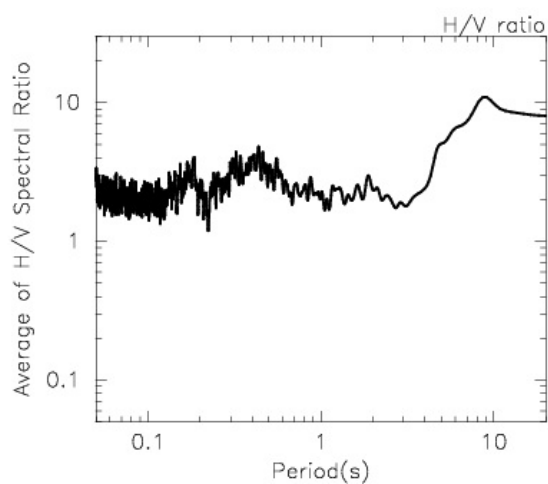
Punto 7



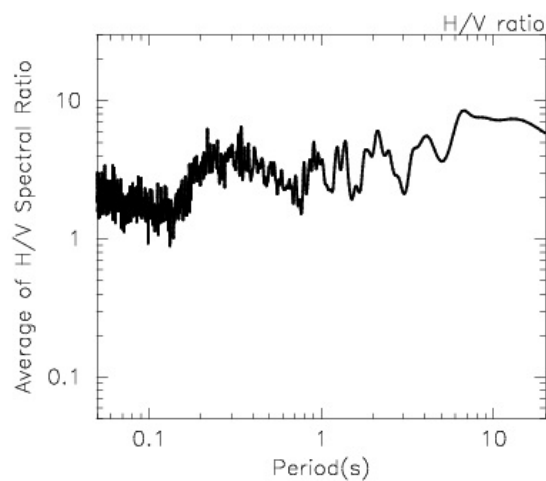
Punto 10



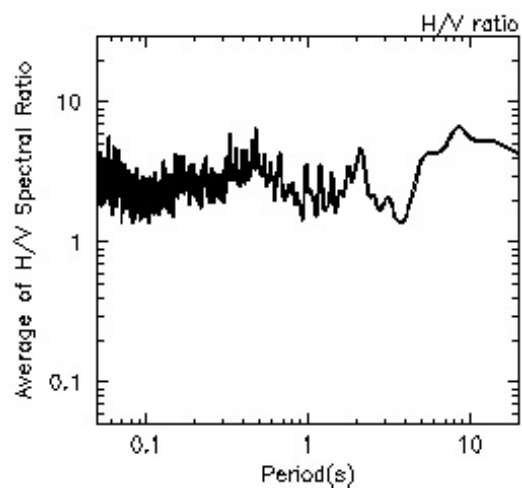
Punto 8



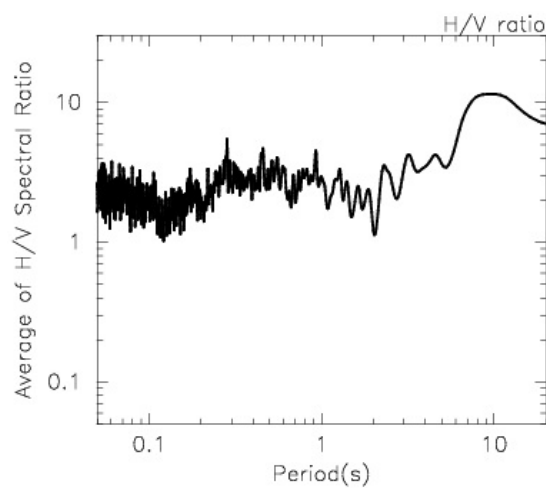
Punto 11



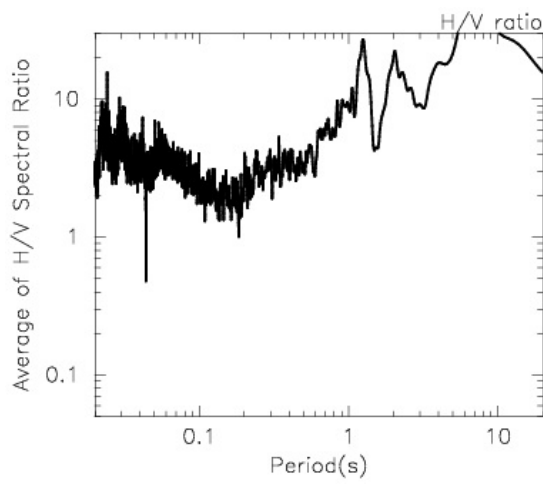
Punto 9



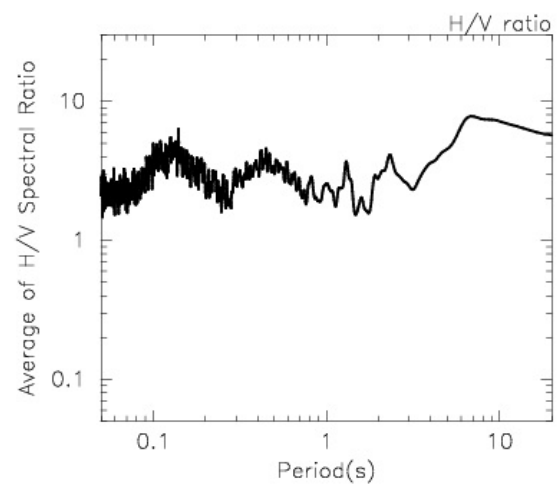
Punto 12



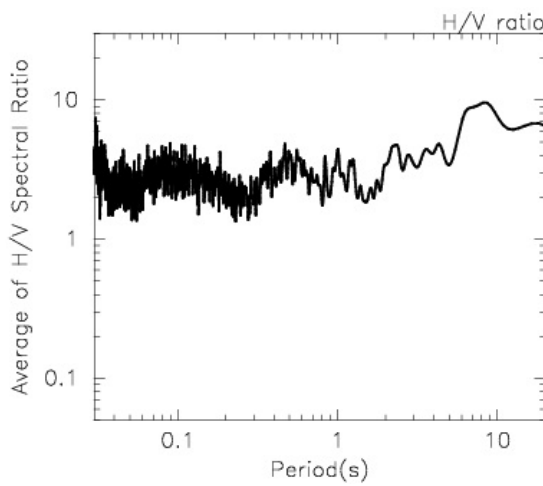
Punto 13



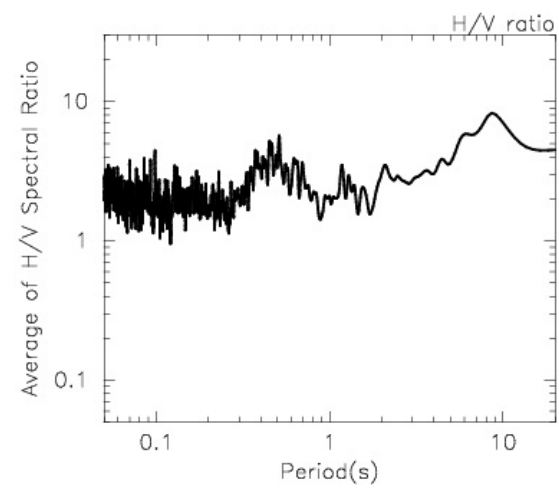
Punto 16



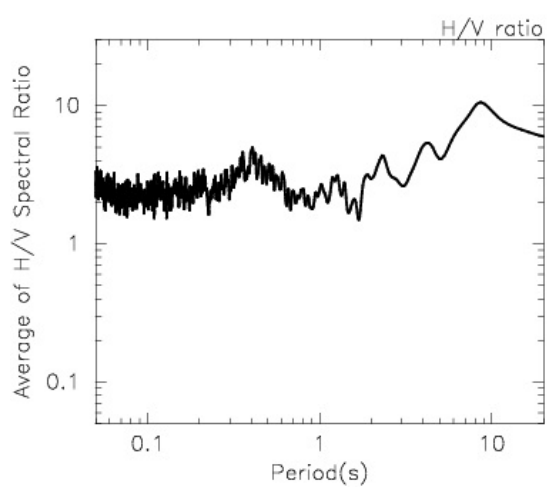
Punto 14



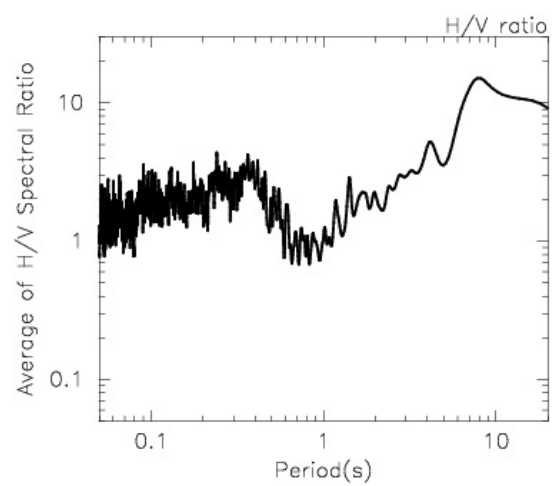
Punto 17



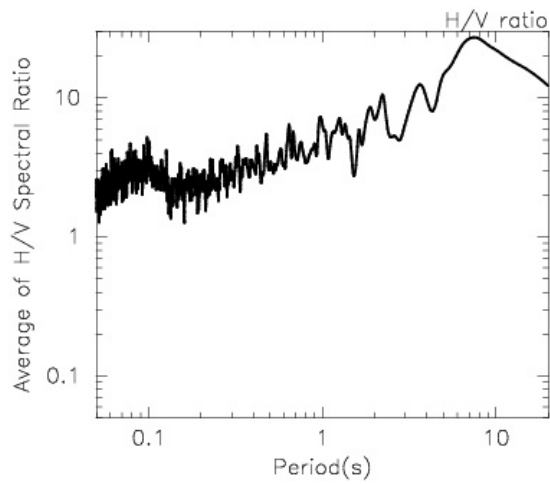
Punto 15



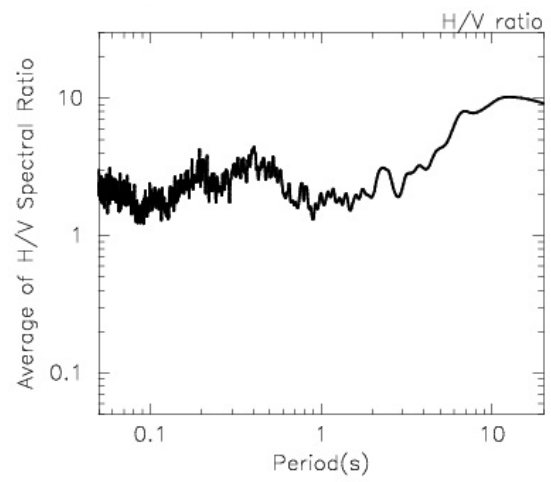
Punto 18



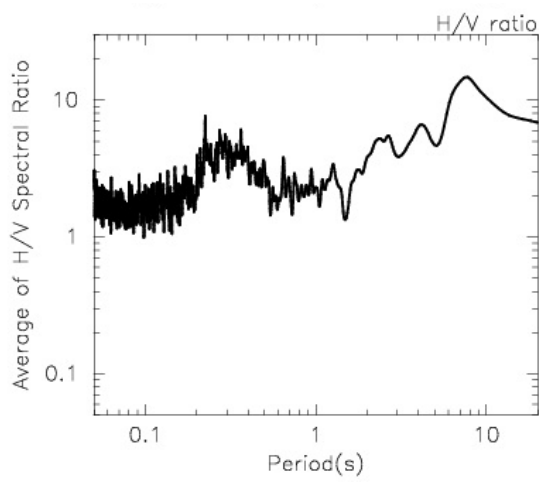
Punto 19



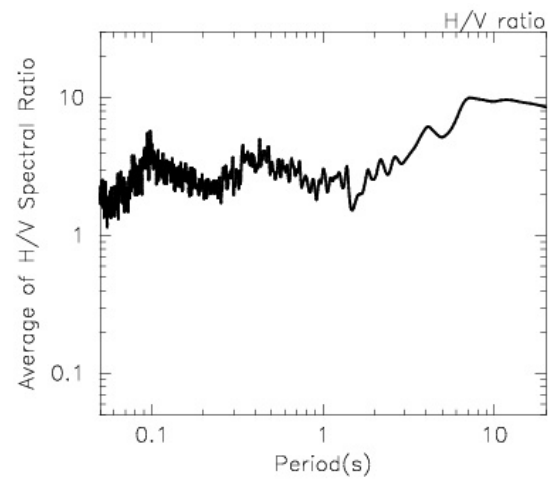
Punto 22



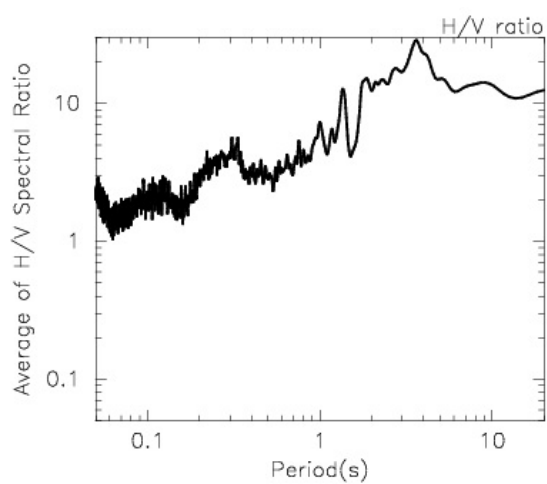
Punto 20



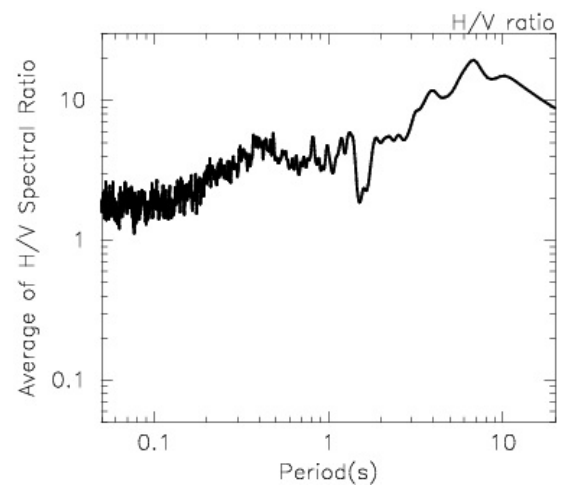
Punto 23



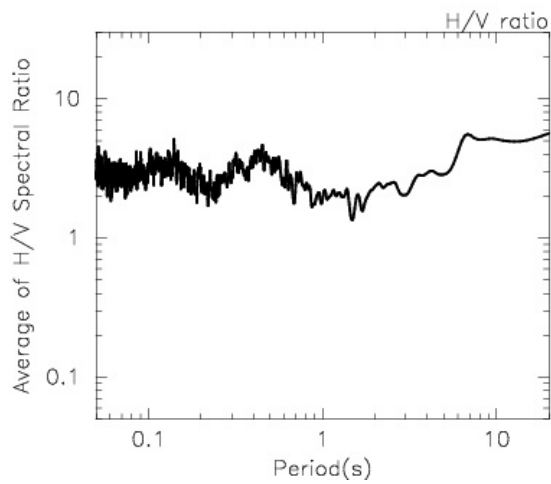
Punto 21



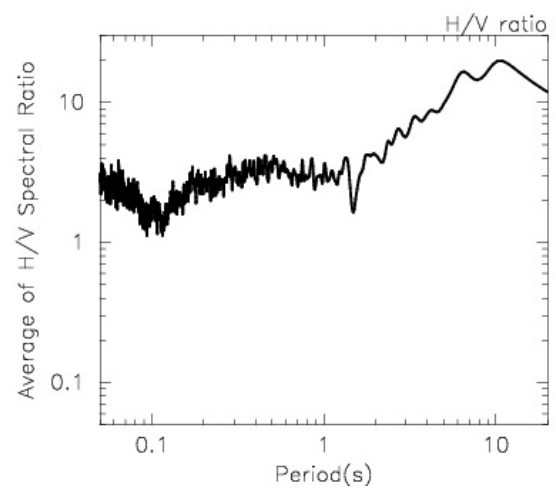
Punto 24



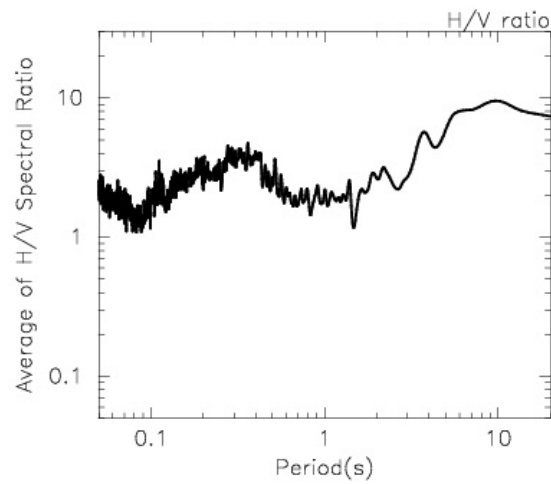
Punto 25



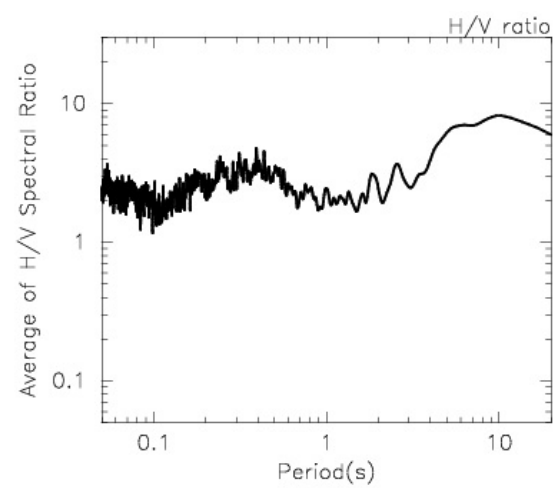
Punto 28



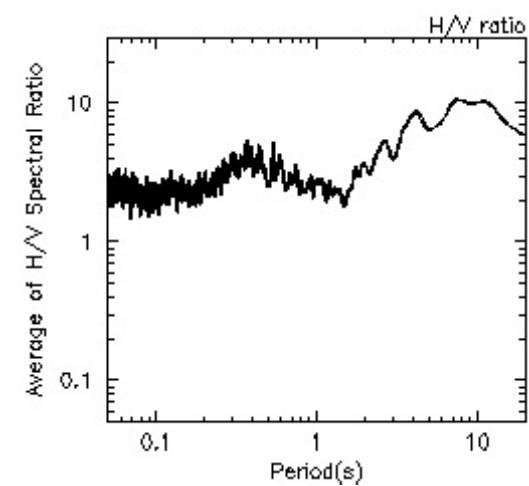
Punto 26



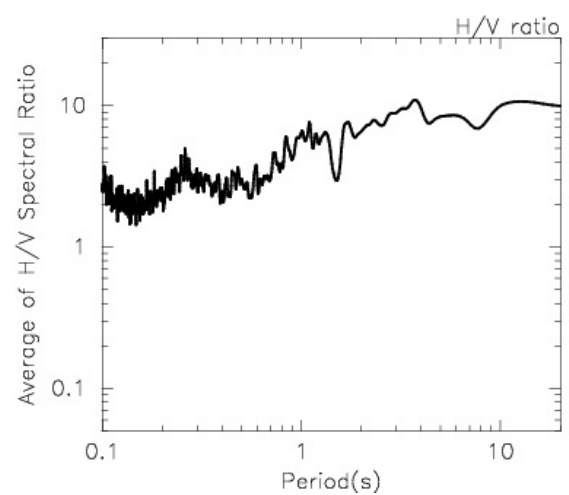
Punto 29



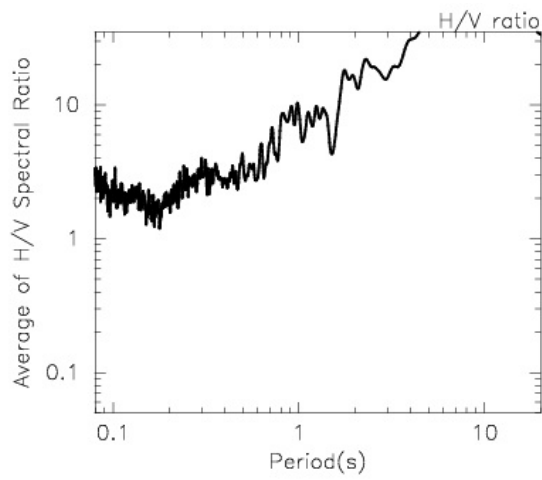
Punto 27



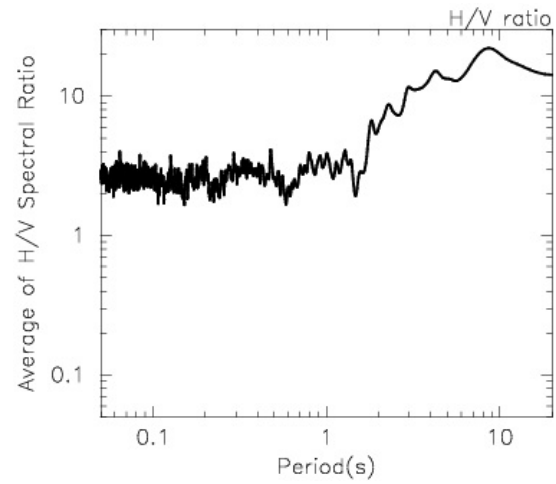
Punto 30



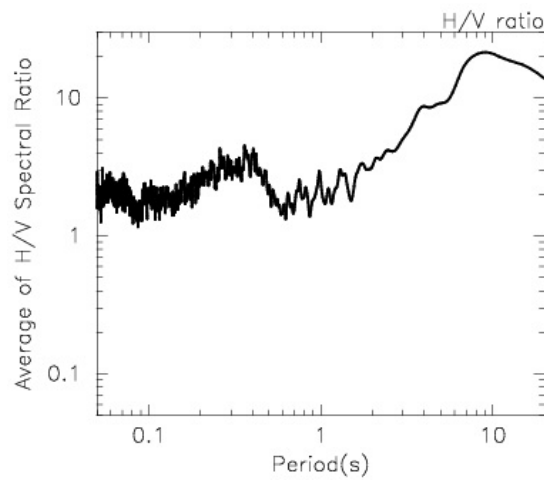
Punto 31



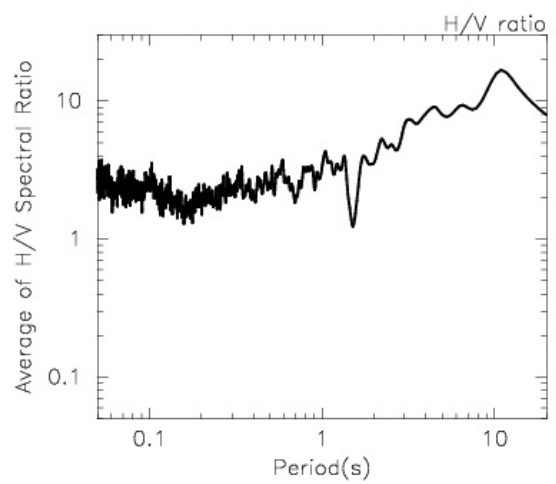
Punto 34



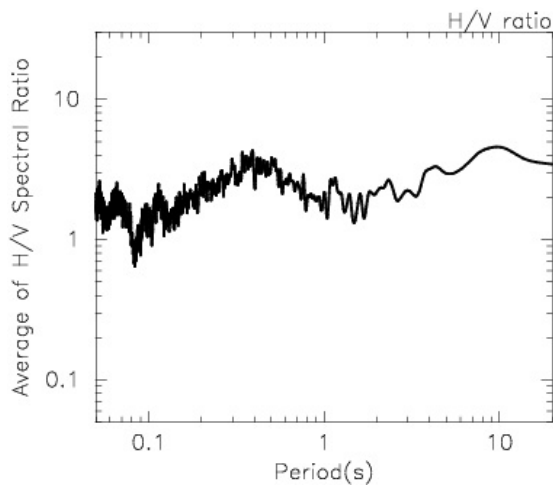
Punto 32



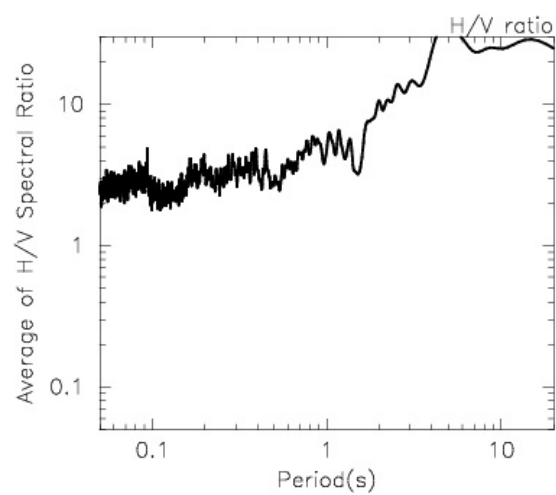
Punto 35



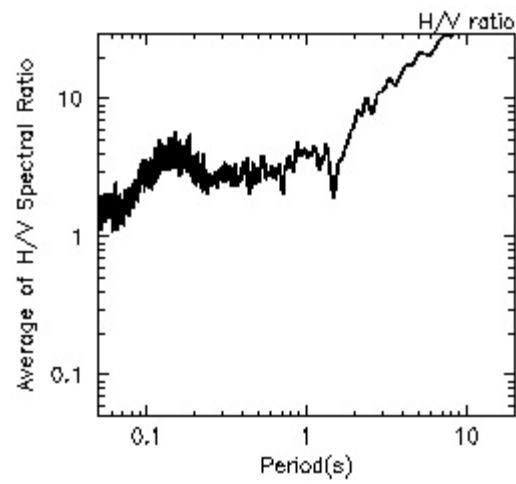
Punto 33



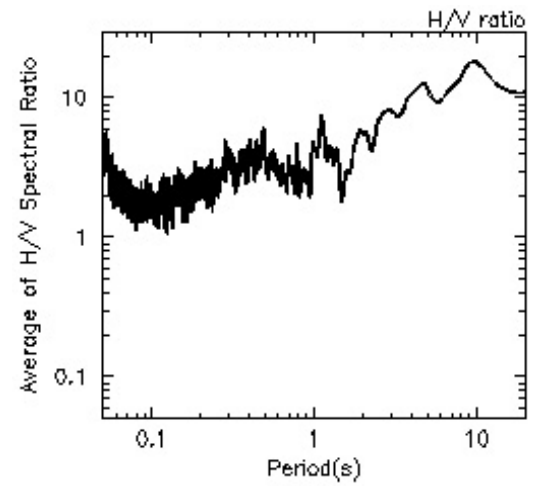
Punto 36



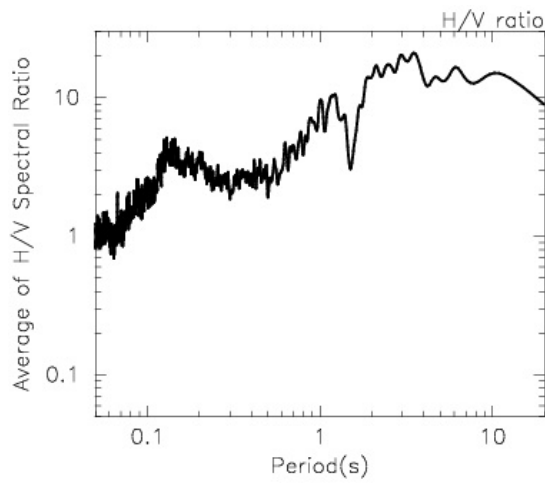
Punto 37



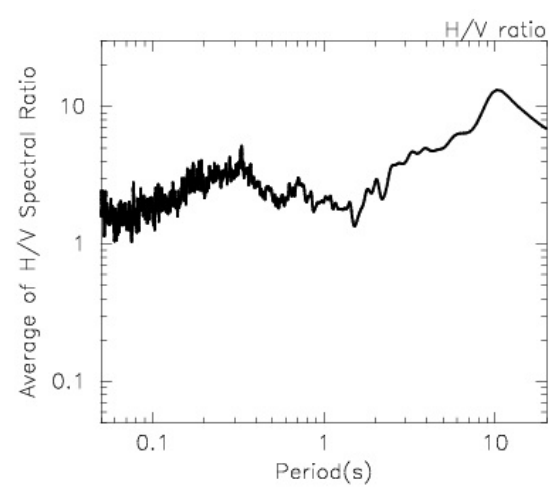
Punto 40



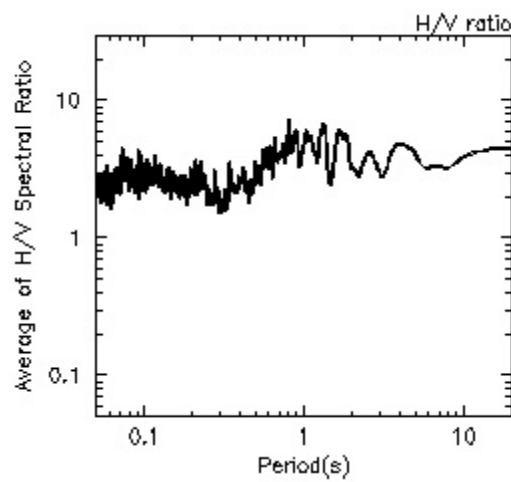
Punto 38



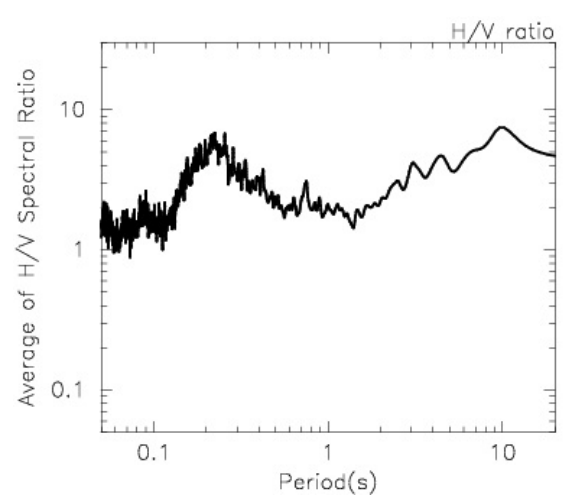
Punto 41



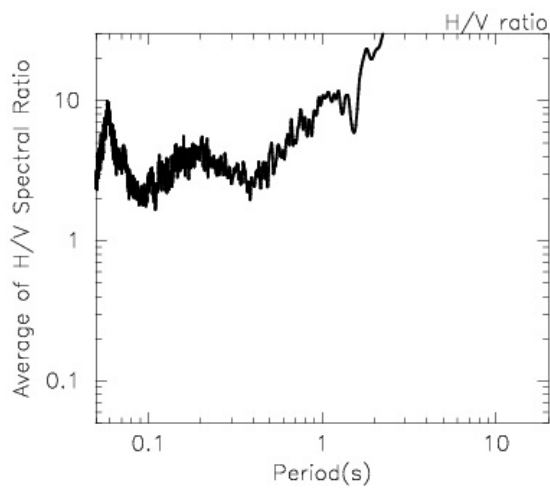
Punto 39



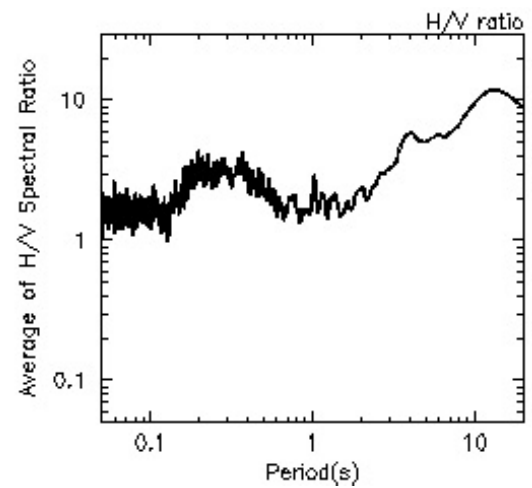
Punto 42



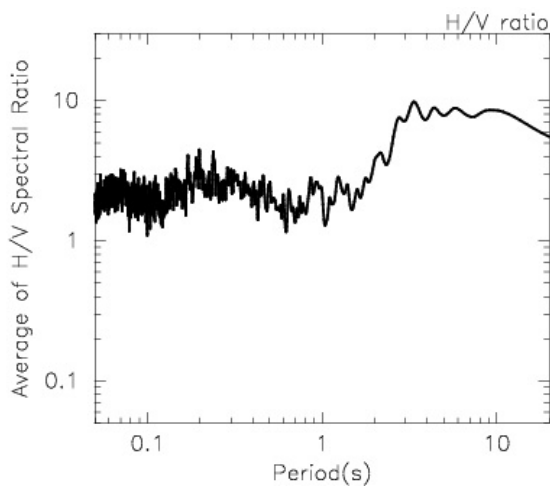
Punto 43



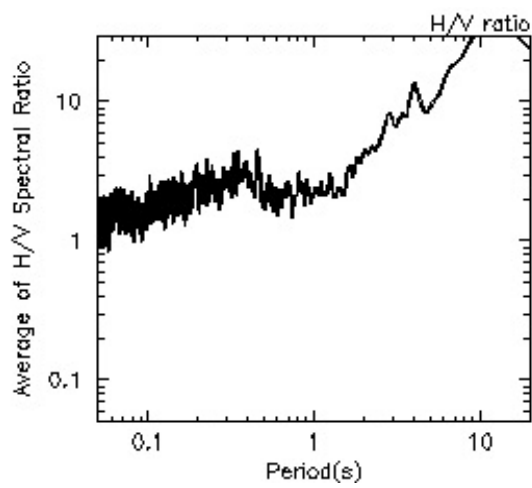
Punto 46



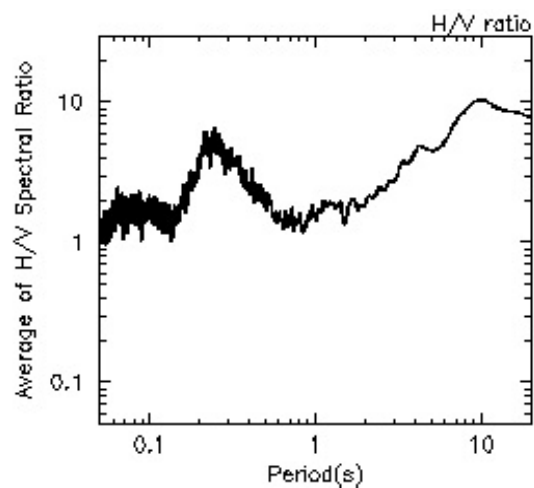
Punto 44



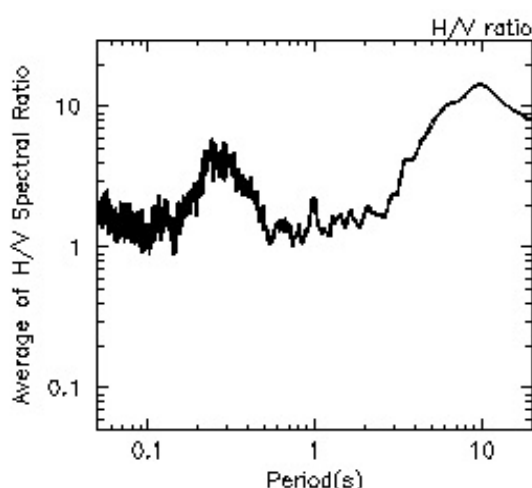
Punto 47



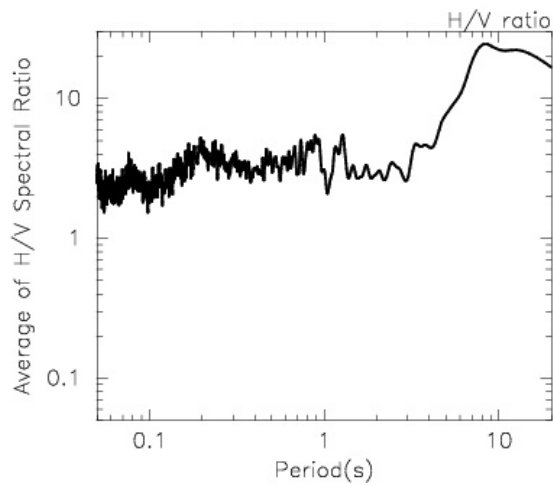
Punto 45



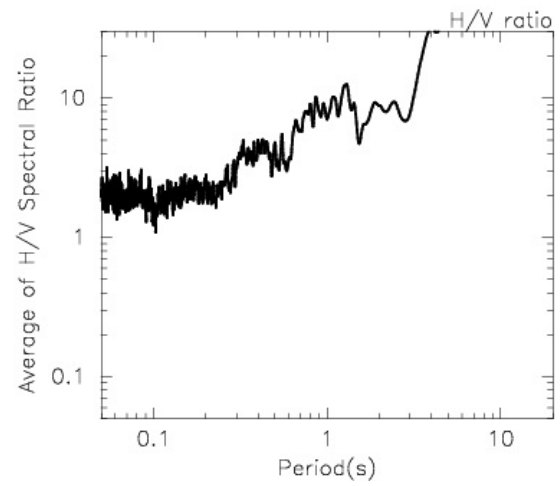
Punto 48



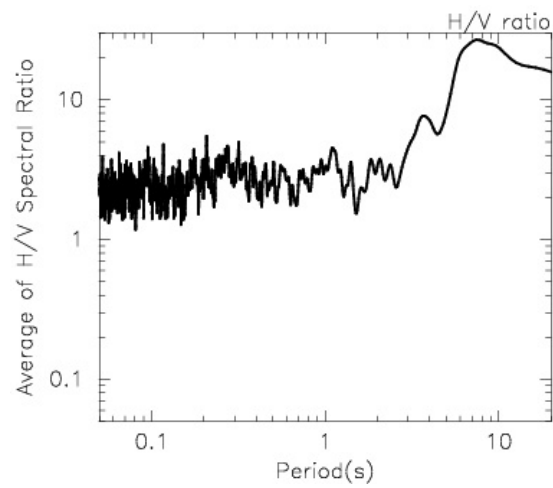
Punto 49



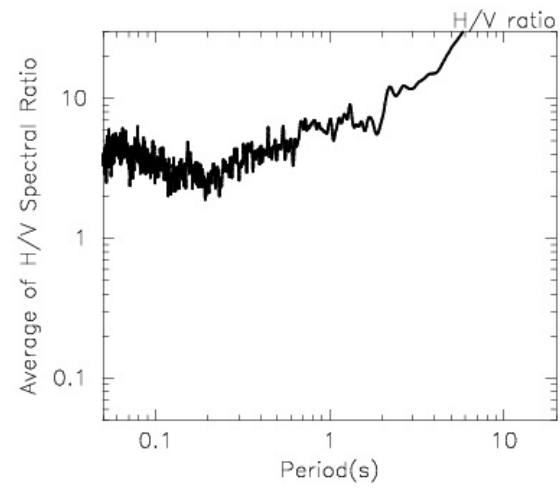
Punto 52



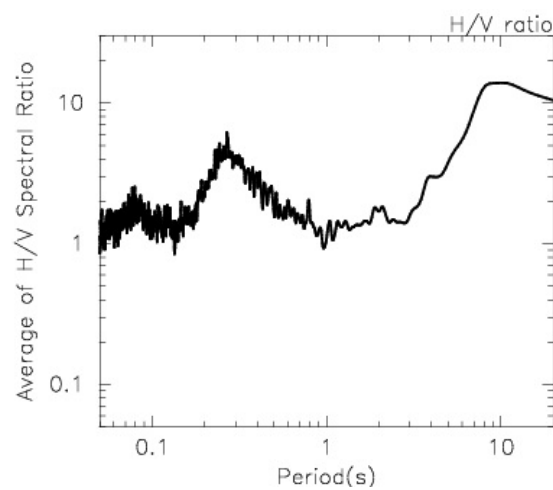
Punto 50



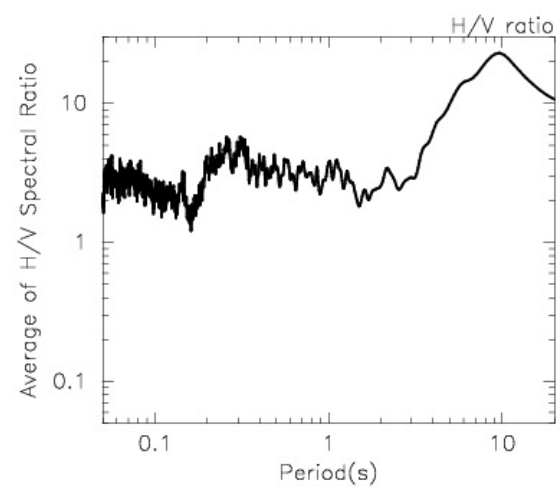
Punto 53



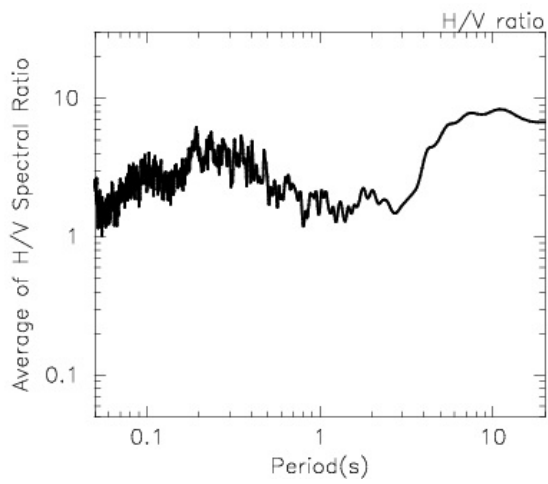
Punto 51



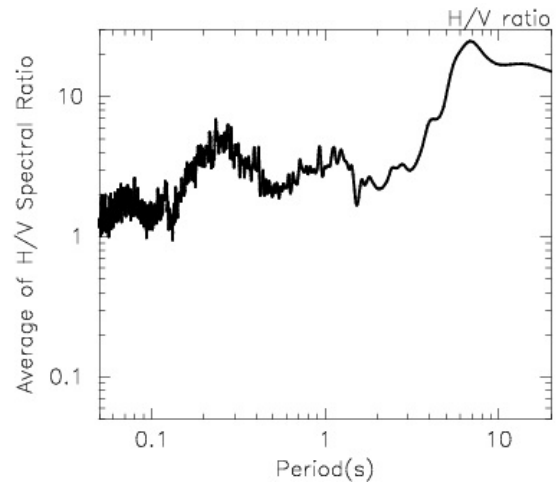
Punto 54



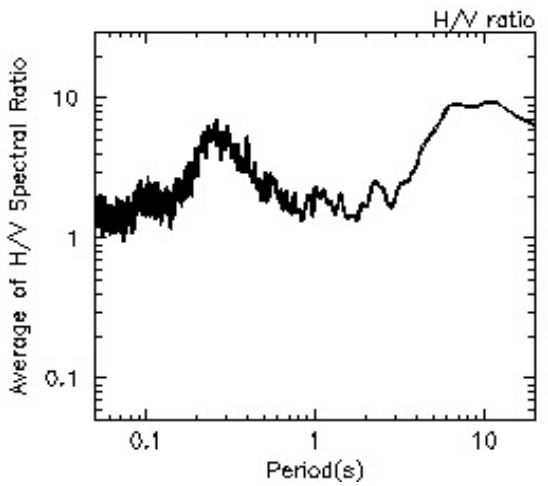
Punto 55



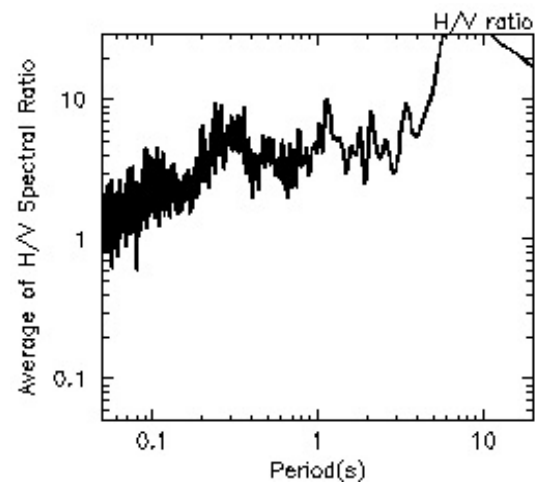
Punto 58



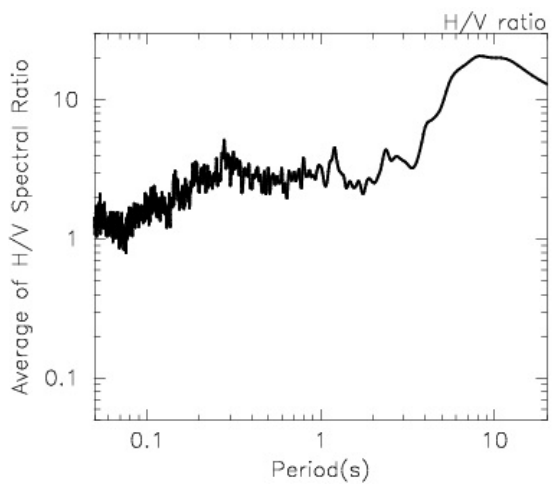
Punto 56



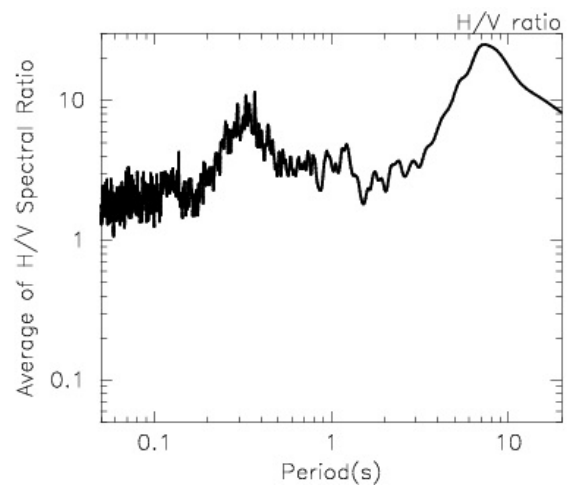
Punto 59



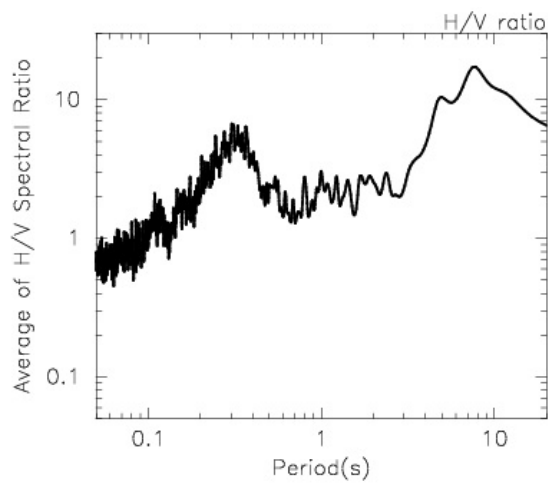
Punto 57



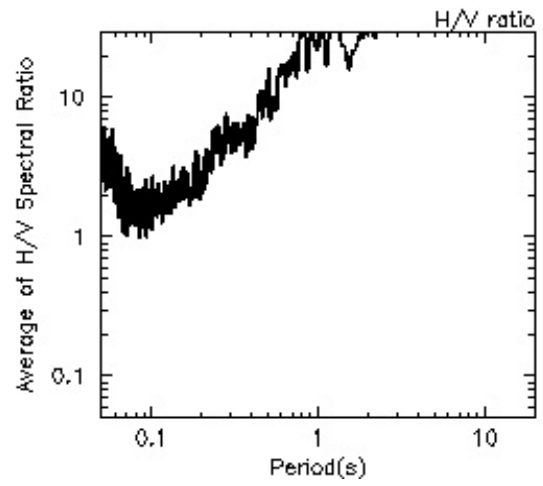
Punto 60



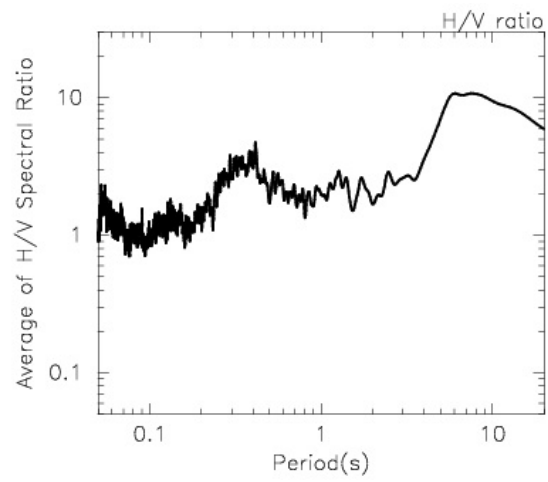
Punto 61



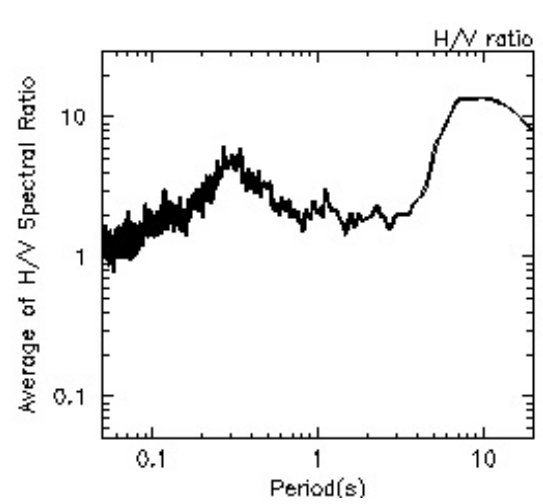
Punto 64



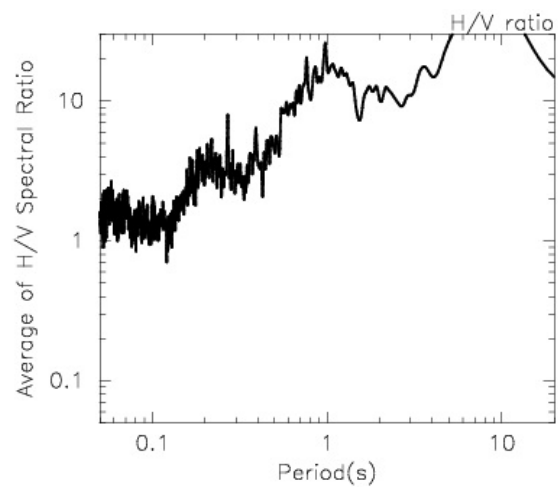
Punto 62



Punto 65



Punto 63



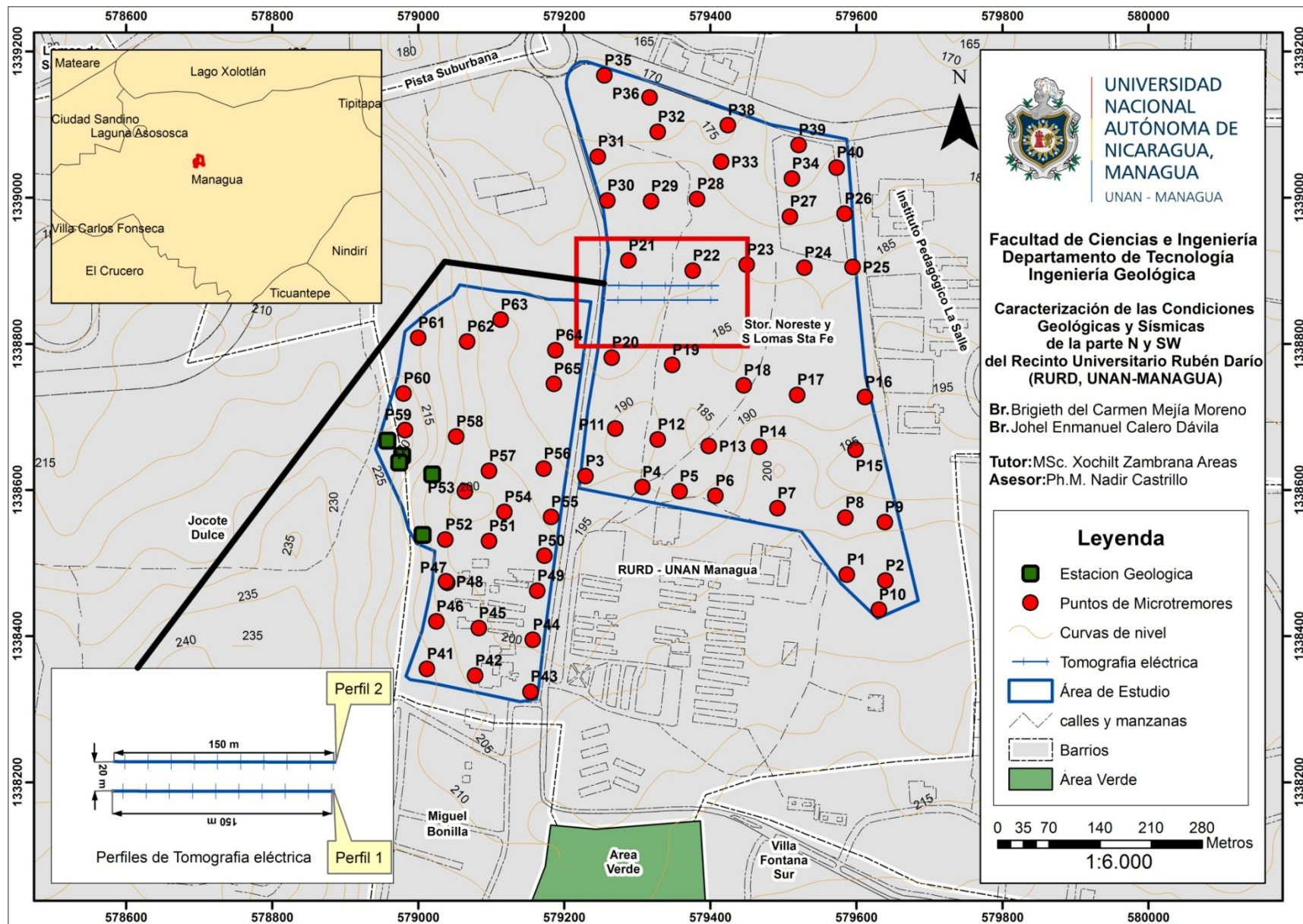


Figura 67. Mapa de mediciones de Microtremores, puntos de estudio geológico-estructural y Tomografías Eléctricas.

